

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

EFFET DE L'ORIENTATION DES HYDROMÉTÉORES SUR
LES OBSERVABLES DU RADAR À POLARISATION

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR
ANA BERBELEAC

MARS 2007

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens d'abord à remercier mon directeur de recherche, le professeur Enrico Torlaschi, pour m'avoir soutenu et guidé tout au long de ma maîtrise. Ses conseils judicieux, sa rigueur scientifique, sa disponibilité ainsi que sa bienveillance m'ont grandement aidée et encouragée.

Je voudrais aussi remercier Madame Eva Monteiro pour sa collaboration et son soutien tout au long de la réalisation de ce travail. Ses conseils, sa disponibilité, ainsi que ses encouragements ont été fort appréciés.

Je tiens à remercier Madame Alamelu Kilambi, grâce à qui j'ai eu la possibilité d'utiliser les données du radar J. S. Marshall de l'Université McGill, nécessaires à mon travail.

J'aimerais remercier Cristina, Tamara, Dorina, Jean-François et tous les autres, tout spécialement Julie pour son aide et son amitié, et Luis pour sa collaboration lors de la correction de ce mémoire.

Enfin, je tiens à remercier Viorel et Florin du fond du cœur pour le bonheur qu'ils m'apportent quotidiennement et pour le support qu'ils m'ont donné durant cette maîtrise.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX	xii
LISTE DES SYMBOLES	xiii
RÉSUMÉ	xvi
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	
LA POLARIMÉTRIE RADAR	11
1.1 Le radar polarimétrique	11
1.1.1 La forme des hydrométéores	12
1.1.2 Matrice de rétrodiffusion	14
1.2 Les grandeurs intrinsèques du radar à diversité de polarisation	15
1.2.1 Les grandeurs intrinsèques de rétrodiffusion	15
1.2.2 Le déphasage différentiel de propagation et de rétrodiffusion	18
1.3 Le déphasage différentiel spécifique, K_{DP}	20
1.4 Le degré d'orientation en commun des hydrométéores	21
1.5 Le degré d'orientation en commun des hydrométéores : lien entre la mesure et la définition des grandeurs intrinsèques du radar	24
CHAPITRE II	
ÉTUDE DE DEUX CAS D'ANOMALIE DU DÉPHASAGE DIFFÉRENTIEL TOTAL	28
2.1 Étude de deux cas de gradient négatif de Φ_0	28
2.1.1 Caractéristiques de la couche de fusion	28
2.1.2 Oklahoma, le 3 juin 1989	31
2.1.3 Montréal, le 29 septembre 1999	37
2.2 Conclusions et discussions	44

CHAPITRE III	
ILLUSTRATION CONCEPTUELLE DU DEPHASAGE DIFFERENTIEL TOTAL	45
3.1 Le déphasage différentiel total	45
3.1.1 Profil radial du déphasage différentiel de propagation, ϕ_{DP}	46
3.1.2 Profil radial du déphasage différentiel de rétrodiffusion, δ	48
3.1.3 Profil radial du déphasage différentiel total, Φ	49
3.1.4 Profil du degré d'orientation en commun des hydrométéores, ρ_2 ..	50
3.1.5 Profil du déphasage différentiel total mesuré, Φ_0	51
3.1.6 La variation de la phase δ en fonction de ϕ_{HV}	52
3.2 Variations stochastiques de ρ_2	54
3.2.1 Variation de δ en fonction de variations de $\tilde{\rho}_2$	58
3.3 Conclusion	59
CHAPITRE IV	
DONNÉES DE RADAR ET MÉTHODOLOGIE D'ANALYSE	61
4.1 Les caractéristiques du radar de l'Université McGill	61
4.2 Le cas du 29 octobre 2003	62
4.3 Détermination de ϕ_{DP} et de δ' en tenant compte de ρ_2	65
4.3.1 Le filtrage des données radar	65
4.3.2 Délimitation de la zone d'anomalie	67
4.3.3 Calcul de δ'	76
4.4 Synthèse de la méthodologie et conclusion	77
CHAPITRE V	
DESCRIPTION ET DISCUSSION DES RÉSULTATS	79
5.1 Analyse du cas du 29 octobre 2003	79
5.1.1 Déphasage différentiel de propagation et de rétrodiffusion	80
5.1.2 Variation azimutale des valeurs maximales des δ	82
5.1.3 Précision de l'estimation de $\hat{\delta}'$	83

5.1.4	Sensibilité de l'estimation de δ à la limite supérieure de l'anomalie de Φ_0	86
5.2	Discussion des résultats	90
	CONCLUSION	93
	APPENDICE A	
	FILTRAGE DE DONNÉES DE RADAR	97
A.1	Filtre à réponse impulsionnelle finie (FIR)	97
	APPENDICE B	
	AJUSTEMENT DU PROFIL DU COEFFICIENT DE CORRÉLATION EN UTILISANT LA MÉTHODE DES MOINDRES CARRÉS	98
	BIBLIOGRAPHIE	101

LISTE DES FIGURES

Figure		Page
1.1	Formes typiques d'une goutte de pluie qui tombe à sa vitesse terminale. (Tiré de Pruppacher et de Beard, 1970.)	13
1.2	Exemples des cristaux de glace. (Tirée de Nakaya, 1954.)	13
1.3	Illustration théorique des déphasages différentiels : total, Φ , à la transmission, ϕ_{HV} , de propagation, ϕ_{DP} , et de rétrodiffusion, δ	19
1.4	Représentation géométrique de l'angle d'inclinaison apparent des hydrométéores, α . (Adaptée de Holt, 1984.)	22
1.5	Degré d'orientation en commun des hydrométéores, ρ_2 , en fonction de l'écart type des angles d'inclinaison apparente, σ_α . (Tirée de Torlaschi et al., 1984.)	23
1.6	Variation des valeurs de déphasage différentiel total, $\Delta\Phi = \Phi_0 - \Phi$, en fonction de déphasage différentiel total mesuré, Φ_0 , et du degré d'orientation en commun d'hydrométéores, ρ_2	26
2.1	Couche de fusion observée le 16 septembre 1999. Réflectivité, en coordonnées hauteur-temps, selon le profileur de l'Université McGill.....	29
2.2	Profils radiaux, le long d'un rayon qui traverse la couche de fusion, des déphasages différentiels : total, Φ_0 (ligne pleine), de propagation, ϕ_{DP0} (ligne à tirets) et de rétrodiffusion, δ_0 (ligne avec losanges). (Adaptée de Zrnic et al., 1993.)	33
2.3	Représentation du déphasage différentiel de rétrodiffusion d'un sphéroïde d'eau en fonction du diamètre équivalent	33

2.4	Profils radiaux, le long d'un rayon qui traverse la couche de fusion des déphasages différentiels : total, Φ_0 (ligne plein) et Φ'_0 (ligne avec triangles), de propagation, $\phi_{HV} + 2\phi'_{DP}$ (ligne avec carrés), et de rétrodiffusion, δ' (ligne avec cercles) calculés d'après la théorie de Torlaschi et Gingras (2000)	34
2.5	Profils du degré d'orientation en commun des hydrométéores : type, ρ_2 (ligne avec triangles), ajusté au profil de Φ_0 quand $\delta = 0^\circ$, ρ'_2 (ligne pleine)	35
2.6	Profils radiaux pour la réflectivité Z_H (ligne avec losanges), la réflectivité différentielle Z_{DR} (ligne avec triangles), le coefficient de corrélation $100*(1 - \rho_{HV})$ (ligne pleine), et le déphasage différentiel $\Phi_0 - \phi_{HV}$ (ligne avec cercles) pour une élévation de $2,7^\circ$	38
2.7	Variance entre le signal radar Φ_0 et le signal filtré Φ_i en fonction du nombre des filtrages (i)	39
2.8	Profils radiaux des paramètres mesures du radar obtenus après 6 applications du filtre à trois points : Z_H , (ligne avec losanges), Z_{DR} , (ligne avec triangles), $\Phi_0 - \phi_{HV}$, (ligne avec cercles) et $100*(1 - \rho_{HV})$, (ligne pleine)	39
2.9	Profils radiaux des déphasages différentiels mesuré, Φ_0 (ligne pleine) et Φ'_0 (ligne avec croix), de propagation et de transmission, $\phi_{HV} + 2\phi_{DP0}$ (ligne en tirets), et de rétrodiffusion, δ_0 (ligne avec triangles)	42
2.10	Profils radiaux des degrés d'orientations en commun des hydrométéores ρ_2 (ligne pleine) et ρ'_2 (ligne en tirets)	42
2.11	Profils radiaux des déphasages différentiels : mesuré, Φ_0 (ligne pleine), de propagation et de transmission, $\phi_{HV} + 2\phi'_{DP}$ (ligne en tirets), et de rétrodiffusion, δ' (ligne pleine) et δ_0 (ligne avec triangles)	43
3.1	Profil radial modélisé du déphasage différentiel total défini, Φ . La variation de la pente délimite trois régions distinctes : la pluie, la couche de fusion et la neige	46
3.2	Valeurs du déphasage différentiel spécifique, K_{DP} , en fonction de la distance, pour les différents types de précipitations	47

3.3	Profil radial du déphasage différentiel de propagation, $2\phi_{DP}$	47
3.4	Profil radial du déphasage différentiel de rétrodiffusion, δ ($\hat{\delta} = 10^\circ$)	49
3.5	Profils radiaux du déphasage différentiel total défini, Φ (ligne avec cercles) et de propagation ϕ_{DP} (ligne avec triangles), avec $\phi_{HV} = 0^\circ$, $d_1 = 20$ km, $d_2 = 40$ km, $\hat{r} = 10$ km et $\hat{\delta} = 10^\circ$	49
3.6	Profil radial du degré d'orientation en commun des hydrométéores, $\bar{\rho}_2(r)$	50
3.7	Profils radiaux du déphasage différentiel (a) défini Φ et (b) mesuré Φ_0 (ligne avec triangles) et de propagation (ligne pleine), pour $\phi_{HV} = 45^\circ$, $\phi_{HV} = 0^\circ$ et $\phi_{HV} = -45^\circ$	51
3.8	Profils des déphasages différentiels de rétrodiffusion, δ_0 (ligne pleine) et δ' (ligne avec triangles) et δ (ligne avec cercles), pour $\phi_{HV} = 45^\circ$, -45° et 0°	53
3.9	Variations des maxima des déphasages de rétrodiffusion, $\hat{\delta}_0$ (ligne pleine), $\hat{\delta}'$ (ligne avec triangles) et $\hat{\delta}$ (ligne avec cercles), en fonction de ϕ_{HV}	54
3.10	Intervalle de la variation stochastique du degré d'orientation en commun des hydrométéores, ρ_2 (la valeur maximale et la valeur minimum sont représentées par des lignes en tirets et la valeur typique par la ligne pleine)	55
3.11	Deux exemples de profils de $\tilde{\rho}_2$ générés de façon stochastique (lignes avec cercles et avec triangles) et de $\bar{\rho}_2$ (ligne pleine)	56
3.12	Comparaison entre la moyenne de 50 réalisations, $\langle \tilde{\rho}_2 \rangle$ (ligne avec cercles), et le profil typique $\bar{\rho}_2$ (ligne pleine)	56
3.13	Valeurs des écarts type de $\tilde{\rho}_2$ en fonction de la distance pour 50 et 100 réalisations	57

3.14	Deux exemples de profils radiaux de $\tilde{\delta}$ (lignes avec cercles et avec triangles) qui correspondent aux profils de $\tilde{\rho}_2$ de la figure 3.11 et de δ' (ligne pleine), générés de façon stochastique	58
3.15	Comparaison entre la moyenne de $\langle \tilde{\delta}' \rangle$ (ligne avec cercles), correspondant à 50 réalisations de $\tilde{\rho}_2$, et le profil de δ' (ligne pleine) ...	59
4.1	Réflectivité (a) et mouvement vertical (b) en coordonnées hauteur-temps pour un cas de couche de fusion (29 octobre 2003)	64
4.2	Image PPI du cas de couche de fusion du 29 octobre 2003. Chaque cadre représente une quantité mesurée par le radar, respectivement, de gauche à droite et du haut en bas la réflectivité, la réflectivité différentielle, le déphasage différentiel total et le coefficient de corrélation	64
4.3	Profils radiaux, mesurés par le radar, de la réflectivité Z_H (ligne avec cercles), de la réflectivité différentielle Z_{DR} (ligne avec triangles), du coefficient de corrélation $10 \cdot \rho_{HV}$ (ligne avec croix) et du déphasage différentiel total Φ_0 (ligne avec losanges)	66
4.4	Profils radiaux donnés par le radar (même légende que dans la figure 4.3) et les profils filtrés (lignes pleines) de la réflectivité Z_H , de la réflectivité différentielle Z_{DR} , du coefficient de corrélation $10 \cdot \rho_{HV}$ et du déphasage différentiel total Φ_0	67
4.5	Profils radiaux des déphasages différentiels mesuré, Φ_0 (ligne avec losanges), et filtré (ligne pleine) obtenus par la méthode de filtrage alterné de Hubbert et Bringi, 1995	68
4.6	Exemple d'identification des différents types de précipitation par la logique floue. Données du radar de l'Université McGill, le 29 octobre 2003	69
4.7	Les positions des maximums de la réflectivité radar (ligne avec cercles), de la réflectivité différentielle (ligne avec triangles), et le minimum du coefficient de corrélation (ligne avec croix), en fonction de l'azimut à 16:04 TU	71

4.8	Exemple d'ajustement du coefficient de corrélation (ligne pleine) à deux fonctions de type gaussien, par méthode des moindres carrés. La région d'intérêt est de 30 km et centrée autour du minimum de ρ_{HV} : $r_{\min} - 15$ km ρ_{HV_I} (ligne avec cercles), et $r_{\min} + 15$ km ρ_{HV_S} (ligne avec triangles)	72
4.9	Les écarts-type σ_I (ligne pleine) et σ_S (ligne avec cercles) pour un enregistrement (16:04 TU) et différents azimuts (0° à 50° et 180° à 360°)	73
4.10	Le facteur multiplicatif, en fonction de l'azimut, qui doit être appliqué à σ_S pour trouver les limites supérieures	74
4.11	Le facteur multiplicatif, en fonction de l'azimut, qui doit être appliqué à σ_I pour trouver les limites inférieures	74
4.12	Comparaison entre les limites trouvées par inspection visuelle des données, r_I (ligne avec triangles) et r_S (ligne avec losanges), et les valeurs obtenues par l'algorithme, \hat{r}_I (ligne avec croix) et \hat{r}_S (ligne avec cercles). La figure montre aussi les r_{\min} (ligne avec carrés) à 16:04 TU	75
4.13	Comme 4.10 à 14:49 TU	75
4.14	Limites déterminées automatiquement et limites estimées par observation des données pour chaque azimut à 16:04 TU (a) losanges pour la limite supérieure et b) cercles pour la limite inférieure)	76
4.15	Comme la figure 4.14 à 14:49 TU	76
5.1	Profils radiaux de déphasage différentiel total, Φ_0 (ligne avec carrés), de propagation et de transmission, $\phi_{HV} + 2\phi'_{DP}$ (ligne avec triangles), $\phi_{HV} + 2\phi_{DP0}$ (ligne pleine) et des rétrodiffusions, δ' (ligne avec losanges), δ_0 (ligne avec cercles)	80
5.2	Comme dans la figure 5.1 à l'azimut 300° et à 16:04 TU	81
5.3	Les valeurs de $\hat{\delta}'$ (croix) et $\hat{\delta}_0$ (cercles) en fonction de l'azimut pour les données à 14:49 TU. Les lignes droites représentent les valeurs moyennes	82

5.4	Comme dans la figure 5.3 sauf pour 16:04 TU	83
5.5	Les valeurs $\hat{\delta}'$ en fonction de $\langle \max\{\tilde{\delta}'\} \rangle$ pour un enregistrement à 16:04 TU.....	84
5.6	Intervalle de variation de $\hat{\delta}'$ (cercles) : les lignes pleines définissent l'intervalle de variation de $\hat{\delta}' \pm \sigma$ en fonction de l'azimut à 16:04 TU. Les croix représentent l'écart type σ de $\tilde{\delta}'$	85
5.7	Les maxima des moyennes spatiales de δ' (ligne avec carrés) et δ_0 (ligne avec cercles) en fonction du temps	85
5.8	Comparaison entre les limites supérieures obtenues en utilisant la valeur du ρ_{HV} (axe vertical) et en utilisant la courbure maximale du profil de Z (Fabry et al., 1994) (axe horizontal)	87
5.9	Profils radiaux de déphasage différentiel total, Φ_0 (ligne avec carrés), de propagation et de transmission, $\phi_{HV} + 2\phi'_{DP}$ (ligne avec triangles), $\phi_{HV} + 2\phi_{DP0}$ (ligne pleine) et des rétrodiffusions, δ' (ligne avec losanges), δ_0 (ligne avec cercles). La région de comportement non canonique se situe entre 23 et 46 km	88
5.10	Sensibilité de $\hat{\delta}'$ à la délimitation supérieure de la couche de fusion pour l'enregistrement 16:04 TU. Axe y : méthode utilisée dans ce mémoire, fonction de ρ_{HV} . Axe x : méthode de Fabry et al. (1994). En ligne tiret, nous montrons la courbe de régression	89
B.1	Exemple d'ajustement du coefficient de corrélation (ligne avec carrés), à deux fonctions de type gaussien, par la méthode des moindres carrés. La région d'intérêt est de 30 km et centrée autour du minimum de ρ_{HV} : $r(\rho_{HVmin} - 15 \text{ km})$, ρ_{HV_I} (ligne avec cercles), et $r(\rho_{HVmin} + 15 \text{ km})$, ρ_{HV_S} (ligne avec triangles)	99

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1 Valeurs de Z_H , $\bar{\alpha}$, et ρ_2 pour différents types de précipitation (d'après Hendry et al., 1987)	23
1.2 Valeurs de ρ_2 , Z_{DR} , ΔZ_H , $\Delta Z_{DR}/Z_{DR}$, $(\Delta\Phi)_{\max}$, et $(\Delta\rho_{HV}/\rho_{HV})_{\max}$ pour différents types de précipitation (d'après Torlaschi et Gingras, 2000)	25
2.1 Quantités mesurées par un radar à double polarisation pour différents types de précipitations (d'après Doviak et Zrnica, 1993, p.271).....	41
4.1 Caractéristiques techniques du radar en bande S de l'Université McGill	62

LISTE DES SYMBOLES

a/b	Rapport axial géométrique d'une goutte de pluie
D	Diamètre des gouttes de pluie (cm)
D_{Max}	Diamètre maximal des hydrométéores (cm)
$d_{1,2}$	Limites de la couche de fusion (km)
\vec{E}	Champ électrique (V/m)
E_H	Composante horizontale du vecteur champ électrique
E_V	Composante verticale du vecteur champ électrique
\vec{H}	Champ magnétique
H	Composante horizontale de l'onde transmise par le radar
i	Nombre de filtrages
$\hat{i}, \hat{j}, \hat{k}$	Système de coordonnées cartésienne local
K	Facteur diélectrique
K_{DP}	Déphasage différentiel spécifique (deg/km)
k	Nombre d'onde (cm^{-1})
m	Indice complexe de réfraction
n	Ordre d'itération
R	Taux de précipitation (mm/h)
r	Distance du radar à la cible (km)
$r_{l,s}$	Positions de la limites inférieure, supérieure de l'anomalie détectées par inspection visuelle des données (km)
$\hat{r}_{l,s}$	Position de la limite inférieure, supérieure de l'anomalie obtenues par l'algorithme (km)
r_{min}	Position du minimum de ρ_{HV} (km)
$r_{Z_{DRMax}, Z_{HMax}}$	Position du maximum de Z_{DR} et de Z_H (km)
S	Matrice de rétrodiffusion
$S_{VV,HH}$	Amplitude de rétrodiffusion à la verticale et à l'horizontale

$T(\alpha - \bar{\alpha})$	Fonction de distribution de α
x	Variable aléatoire distribuée selon une gaussienne standard
V	Composante verticale de l'onde transmise par le radar
Z	Réflectivité radar (dBZ)
Z_H	Réflectivité horizontale (dBZ)
Z_V	Réflectivité verticale (dBZ)
Z_{DR}	Réflectivité différentielle (dB)
z	Axe de symétrie de l'hydrométéore
α	Angle d'inclinaison apparente de la particule (degré)
$\bar{\alpha}$	Angle moyenne d'inclinaison apparente (degré)
δ	Déphasage différentiel de rétrodiffusion (degré)
δ_0	Déphasage différentiel de rétrodiffusion ($\rho_2 = 1$) (degré)
δ'	Déphasage différentiel de rétrodiffusion ($\rho_2 \neq 1$) (degré)
$\hat{\delta}_0, \hat{\delta}'$	Valeur maximale de δ_0 et δ' respectivement (degré)
$\tilde{\delta}$	Déphasage différentiel de rétrodiffusion ($\tilde{\rho}_2$) (degré)
$\bar{\delta}$	Déphasage différentiel de rétrodiffusion moyen (degré)
$\langle \tilde{\delta}' \rangle$	Valeur moyenne de $\tilde{\delta}'$ (degré)
$\Delta r_{I,S}$	Facteurs multiplicatifs (définis par les équations 4.2 et 4.3)
ϵ	Angle d'élévation du faisceau radar (degré)
ε	Incrément unitaire de variation
θ	Angle d'inclinaison réel de la particule (degré)
λ	Longueur d'onde du signal transmis par le radar (cm)
ρ_{HV}	Coefficient de corrélation entre les composantes H et V
$\rho_{HV_{I,S}}$	Coefficient de corrélation entre les composantes H et V obtenu en utilisant la méthode de moindres carrés centrée autour du r_{min}
ρ_2	Degré d'orientation en commun des hydrométéores
$\bar{\rho}_2$	Degré d'orientation en commun typique des hydrométéores (défini à l'équation 3.4)
ρ'_2	Degré d'orientation en commun des hydrométéores pour $\delta = 0^\circ$
$\tilde{\rho}_2$	Valeur perturbée de ρ_2 (défini à l'équation 3.6)

$\langle \tilde{\rho}_2 \rangle$	Valeur moyenne de $\tilde{\rho}_2$
$\sigma_{I,S}$	Écarts-type des gaussiennes déterminés par l'ajustement des données radar
σ_α	Écart type des angles d'inclinaison apparente (degré)
ϕ_{DP}	Déphasage différentiel de propagation (degré)
ϕ_{DP0}	Déphasage différentiel de propagation ($\rho_2 = 1$) (degré)
ϕ'_{DP}	Déphasage différentiel de propagation ($\rho_2 \neq 1$) (degré)
ϕ_{HV}	Différence de phase à la transmission entre les deux composantes H et V (degré)
Φ	Déphasage différentiel total intrinsèque (degré)
Φ_H	Phase de la composante polarisée à l'horizontale (degré)
Φ_V	Phase de la composante polarisée à la verticale (degré)
Φ_0	Déphasage différentiel total mesuré par le radar (degré)

RÉSUMÉ

Le radar à polarisation mesure l'amplitude complexe des composantes verticale et horizontale du signal rétrodiffusé. Selon la théorie électromagnétique, le déphasage de propagation entre ces deux composantes est une quantité monotone croissante en fonction de la distance de trajet dans la précipitation. Il a aussi été montré que le gradient radial du déphasage différentiel de propagation dépend du taux de précipitation. Cependant, en plus du déphasage différentiel de propagation, la différence de phase mesurée par le radar dépend aussi des effets de rétrodiffusion et d'orientation des hydrométéores.

Dans les cas de couche de fusion ou d'orages de grêle, on observe parfois des gradients négatifs du déphasage différentiel mesuré. Ces gradients négatifs sont habituellement attribués aux variations du déphasage différentiel de rétrodiffusion. Dans ce mémoire, nous montrons que ce comportement, dit « anomal », peut aussi être dû au changement du degré d'orientation en commun des hydrométéores.

Des études précédentes ont déterminé théoriquement que le déphasage différentiel total mesuré par le radar dépend du déphasage différentiel intrinsèque (la somme des déphasages de transmission, de propagation et de rétrodiffusion) et du degré d'orientation en commun des hydrométéores. À l'aide d'un modèle conceptuel, nous avons isolé la contribution de chaque paramètre au déphasage différentiel mesuré et nous avons développé une méthode d'interprétation de ces gradients négatifs. La méthode proposée développe davantage l'hypothèse que l'anomalie observée est conséquence du déphasage différentiel de rétrodiffusion et du degré d'orientation en commun des hydrométéores.

La méthode a été appliquée à l'analyse des données du radar en bande S de l'Université McGill pour un cas de couche de fusion. L'étendue de l'anomalie est déterminée par les comportements caractéristiques de la réflectivité radar et du coefficient de corrélation entre les composantes du signal.

Nous pouvons conclure que le gradient négatif du déphasage différentiel total mesuré par le radar dépend fortement de l'orientation des hydrométéores. D'autres processus, comme la rétrodiffusion par les particules déformées situées dans le volume de résolution du radar, contribuent aussi au déphasage différentiel total et aux écarts entre celui-ci et le déphasage de propagation.

Cette étude contribue à une meilleure compréhension des processus microphysiques qui prennent place dans la couche de fusion et à une meilleure estimation du taux de précipitation.

Mots clés : radar à polarisation, couche de fusion, rétrodiffusion, orientation des hydrométéores.

INTRODUCTION

a) Le radar météorologique

Le radar météorologique émet, à des intervalles de temps réguliers, de brèves impulsions d'énergie électromagnétiques (EM). La longueur d'onde de la radiation émise par le radar est choisie spécialement pour son habilité à interagir avec les particules de précipitation rencontrées le long de la propagation. Une partie de l'énergie diffusée par les hydrométéores est rétrodiffusée vers le radar sous forme d'écho et devient le signal reçu. Les ondes EM envoyées par le radar se propagent à la vitesse de la lumière. Comme leur trajectoire à des petites distances du radar (quelques centaines de kilomètres) est pratiquement rectiligne (Sauvageot, 1982; Doviak et Zrnic, 1993), l'énergie rétrodiffusée qui est reçue par le récepteur du radar permet de déterminer la direction et la distance du volume échantillonné en tenant compte de l'orientation du récepteur et du temps écoulé entre l'émission et la réception du signal.

Les radars météorologiques conventionnels et à effet Doppler transmettent en général des ondes polarisées horizontalement, et seule la puissance rétrodiffusée à l'horizontale est évaluée. Cette quantité est interprétée à l'aide de l'équation du radar météorologique, développée par Probert-Jones (1962), qui exprime la relation entre l'intensité moyenne du signal reçu par le radar et les propriétés du volume rétrodiffusant.

Le signal transmis et reçu par le radar est modifié essentiellement par son interaction avec le milieu. Nous pouvons distinguer deux effets : l'effet de

propagation dû aux hydrométéores situés entre le radar et le volume de résolution¹, et l'effet de rétrodiffusion introduit par les particules situées dans le volume de résolution (Zrnic et Ryzhkov, 1999). La connaissance et la compréhension des deux effets, de rétrodiffusion et de propagation, sont essentielles pour une interprétation correcte du signal radar.

Pendant sa propagation dans le milieu de précipitation, les ondes EM émises par le radar sont sujettes à l'atténuation, à la dépolarisation et aussi à la diffusion. L'ampleur du changement de l'état du signal de radar dépend de la taille, de la forme, de l'orientation et aussi de la phase thermodynamique des hydrométéores qui sont rencontrés sur la trajectoire du faisceau.

La forme et la taille des divers types d'hydrométéores sont très différentes. Les gouttes de pluie ont la forme de sphéroïdes aplatis, la forme sphérique étant l'apanage des plus petites (Pruppacher et Beard, 1970). Les flocons de neige présentent une grande variété des formes et de tailles (Fabry et al., 1994). Leur forme est en général très complexe et présente des déviations significatives par rapport à la forme sphérique (Nakaya, 1954). Les petits flocons de neige sont souvent formés d'un seul type de cristal dont la forme de colonne ou aiguille est très éloignée de la forme sphérique. Les grands agrégats formés de l'association de plusieurs types de cristaux ont des formes proches des sphéroïdes aplatis ou allongés, avec leur grand axe orienté horizontalement (Fabry et al., 1994). Les particules de glace ont des formes différentes en fonction de leur taille : arrondie, conique, ellipsoïdale ou avec des petits lobes ou d'autres protubérances sur la surface (Doviak et Zrnic, 1993).

Les radars météorologiques à diversité de polarisation transmettent des ondes EM polarisées horizontalement et verticalement et détectent les signaux rétrodiffusés dans les mêmes polarisations (Doviak et Zrnic, 1993). Parce que les hydrométéores

¹ Le volume de résolution de l'impulsion est celui d'où proviennent les signaux reçus par le radar à un même instant et la somme de ces signaux détermine l'intensité instantanée du signal.

illuminés ne sont pas sphériques, les sections efficaces de rétrodiffusion de chaque particule dépendent de la polarisation du signal incident (Doviak et Zrnica, 1993). Les ondes polarisées horizontalement contiennent des informations sur la dimension horizontale des particules de précipitation et les ondes polarisées verticalement de leur dimension verticale. D'autre part, la puissance rétrodiffusée dépend de l'intensité de la précipitation.

L'utilisation de la polarisation permet l'observation de plusieurs caractéristiques liées à l'anisotropie du milieu et a comme résultat direct la possibilité de déterminer plusieurs variables radar à polarisation. En plus de la réflectivité (Z_H) et des mesures de la vitesse radiale Doppler de déplacement des précipitations, les grandeurs intrinsèques du radar à diversité de polarisation incluent la réflectivité différentielle (Z_{DR}), le déphasage différentiel total (Φ) et le coefficient de corrélation (ρ_{HV}).

Les informations additionnelles obtenues par le radar à diversité de polarisation peuvent éliminer plusieurs ambiguïtés et incertitudes associées aux estimations faites en utilisant seulement la réflectivité (Z_H) ou l'effet Doppler. Les grandeurs intrinsèques polarimétriques permettent l'amélioration de l'estimation du taux de précipitation dans les cas de précipitation de pluie ou mélange de pluie et grêle. Elles permettent aussi l'identification du type des hydrométéores, des échos de terrain et de la propagation anormale ainsi que la correction des effets de l'atténuation du signal de radar (Zrnica et Ryzhkov, 1999; Illingworth, 2003). Le radar à diversité de polarisation donne aussi des informations reliées à la forme, à la dimension et à la phase thermodynamiques des particules rencontrées sur la trajectoire du faisceau radar (Vivekanandan et al., 1999; Zrnica et al., 2001).

Les facteurs de réflectivité radar horizontal (Z_H) et vertical (Z_V) sont proportionnels aux sections efficaces de rétrodiffusion des hydrométéores. À cause de leur proportionnalité à la puissance six du diamètre des particules dans le domaine de diffusion de Rayleigh, Z_H et Z_V contiennent des informations sur la forme et la taille

des particules de précipitation. Mais elles dépendent aussi des propriétés diélectriques des particules diffusantes. Pour une particule de même taille, la réflectivité de la glace est inférieure à celle de l'eau puisque la constante diélectrique de celle-ci est environ cinq fois plus élevée que celle de la glace (Doviak et Zrnica, 1993).

La réflectivité différentielle Z_{DR} , étant définie comme le rapport entre Z_H et Z_V , est reliée au rapport axial des gouttes, a/b où a représente l'axe mineur et b l'axe majeur de la goutte, et à la taille des hydrométéores (Jameson, 1983; Seliga et Bringi, 1976). Pour des particules petites par rapport à la longueur d'onde du radar, c'est-à-dire dans le domaine de diffusion de Rayleigh, dont les axes de symétrie sont perpendiculaires au plan de polarisation, un Z_{DR} négatif correspond à un rapport axial plus grand que l'unité et un Z_{DR} positif correspond à un rapport axial plus petit que l'unité. Z_{DR} est directement affecté par l'orientation des hydrométéores et par leur forme (Straka et al., 2000).

Ainsi, Z_{DR} combiné à Z_H peut être utilisé pour discriminer entre les grosses gouttes de pluie, dont les valeurs de Z_{DR} sont grandes, et les grêlons de forme sphérique caractérisés par des valeurs de Z_{DR} petites. La pluie affiche typiquement des valeurs de réflectivité différentielle supérieures à 0,5 dB et de réflectivité horizontale inférieures à 60 dBZ. La neige présente des valeurs de réflectivité horizontale inférieures à 45 dBZ et de réflectivité différentielle supérieures à 0 dB. La grêle est caractérisée par des valeurs de réflectivité différentielle approximativement nulles ou même légèrement négatives et de réflectivité horizontale supérieures à 45 dBZ (Aydin et al., 1986; Doviak et Zrnica, 1993; Straka et Zrnica, 1993; Straka et al., 2000).

Le coefficient de corrélation ρ_{HV} entre les composantes horizontale et verticale du signal reçu dépend de plusieurs facteurs, entre autres de la forme des particules de précipitation et de la distribution des angles d'inclinaison (Balakrishnan et Zrnica, 1990; Zrnica et al., 1993). Si la précipitation se compose d'un seul type d'hydrométéore, ρ_{HV} est très proche de l'unité (Doviak et Zrnica, 1993) et il est

inférieur à 1 quand il y a mélange de divers types d'hydrométéores. La decorrélation est significative quand les particules sont mouillées ou de grande taille et de forme irrégulière (Jameson, 1989; Balakrishnan et Zrnica, 1990; Zrnica et al., 1993).

Le déphasage différentiel total Φ , défini comme la différence de phase entre les composantes horizontale et verticale du signal reçu, est le résultat de la somme de trois quantités : le déphasage différentiel à la transmission ϕ_{HV} , le déphasage différentiel de propagation ϕ_{DP} et le déphasage différentiel de rétrodiffusion δ (Muller, 1984). Le premier paramètre ϕ_{HV} est une quantité connue et il dépend de l'état de polarisation de l'onde émise par le radar. Le deuxième paramètre ϕ_{DP} est le résultat de la propagation dans la précipitation et est une quantité monotone croissante avec la distance jusqu'à des fréquences d'environ 30 GHz (Oguchi, 1983). Le déphasage différentiel de rétrodiffusion δ est introduit par des hydrométéores non sphériques lors de la rétrodiffusion de la radiation vers le radar (Doviak et Zrnica, 1993). Des valeurs différentes de zéro pour δ indiquent, en général, la présence d'hydrométéores de taille supérieure à $0,1 \lambda$, où λ est la longueur d'onde du signal transmis par le radar (Aydin et Giridhar, 1992). La diffusion de ces particules est décrite par la théorie de Rayleigh-Gans. Balakrishna et Zrnica (1993) ont montré que δ peut changer de signe pour des petites variations de la taille et Zrnica et al. (1993) ont décrit comment utiliser δ pour estimer la taille des hydrométéores.

Seliga et Bringi (1978) ont utilisé le déphasage différentiel spécifique K_{DP} en combinaison avec Z_{DR} pour calculer le taux de précipitation (R). Sachidananda et Zrnica (1986) ont trouvé une relation entre le taux de précipitation et le déphasage différentiel spécifique, $R(K_{DP})$ et Jameson (1991) a obtenu une relation $R(Z_{DR}, K_{DP})$. Les relations développées ne dépendent pas de Z_H et sont peu influencées par la variation de distribution de taille des hydrométéores. En 1990, Holt et McGuinness ont montré que dans une situation de pluie forte (avec un taux de précipitation plus grand que 30 mm/h), le déphasage différentiel de propagation était un meilleur estimateur de la précipitation que la réflectivité.

b) État de la question

L'interprétation du déphasage différentiel total Φ a engendré beaucoup d'études depuis que Muller (1984) et Jameson et Muller (1985) ont développé une procédure pour sa détermination à partir des mesures de radar qui alternent la polarisation horizontale et verticale des impulsions émises.

En particulier, Zrnic et al. (1993) en analysant un système convectif de mesoéchelle montrent un comportement irrégulier de Φ . Les données de radar dans ce cas présentent un gradient négatif de Φ ($K_{DP} < 0$) dans la région de la couche de fusion, et pour l'expliquer, ils invoquent la présence d'un déphasage différentiel de rétrodiffusion comme seul facteur à considérer : puisque ϕ_{HV} est une quantité connue et ϕ_{DP} est une quantité monotone croissante, il ne reste que δ pour justifier les gradients négatifs de Φ . À l'aide d'un modèle simple de rétrodiffusion pour les gouttes de pluie, Zrnic et al. (1993) obtiennent une distribution verticale de la taille des particules dans la couche de fusion qui correspond au δ calculé.

Dans un cas d'orage de grêle, Hubbert et Bringi (1995) séparent δ et ϕ_{DP} de Φ en utilisant deux filtres, appliqués de façon alternée, pour éliminer les basses et les hautes fréquences. L'écart entre le profil de Φ et celui de ϕ_{DP} ainsi obtenu est attribué à δ . Le but de cette étude a été d'éliminer la contribution de δ par une procédure mathématique qui peut être éventuellement implémentée automatiquement.

Caylor et Chandrasekar (1996) étudient l'orientation des cristaux de glace dans la partie supérieure des orages en utilisant des données de radar collectées en Floride, 1991. Des valeurs négatives pour le K_{DP} ont été observées dans cette région. Ces valeurs sont associées à un alignement vertical des cristaux de glace. En l'absence d'un champ électrique, les cristaux de glace sont alignés avec leurs axes majeurs dans la direction horizontale. Leur orientation ne dépend que des effets de gravité et des effets aérodynamiques dus à leur chute. À mesure que le champ électrique dans l'orage augmente, les cristaux s'orientent avec leurs axes majeurs parallèles aux lignes

de champ. Les valeurs négatives de K_{DP} observées à des hauteurs comprises entre 7 et 14 km, au-dessus de l'isotherme de 0°C, suggèrent que l'orientation verticale des cristaux est une manifestation habituelle dans les orages de la Floride et que ce paramètre peut être utilisé pour étudier l'orientation de cristaux de glace.

Ryzhkov et Zrnica (1996) attribuent les valeurs négatives de K_{DP} ni à δ (Zrnica et al., 1993), ni à l'orientation des cristaux de glace (Caylor et Chandrasekar, 1996), mais à de grands gradients azimutaux dans le volume de résolution du radar. En utilisant des modèles physiques simples (un modèle de cellule de pluie et un modèle de ligne de grain) pour l'interprétation des données expérimentales, Ryzhkov et Zrnica (1998) montrent que les valeurs négatives de K_{DP} peuvent être un effet dû au remplissage non uniforme du faisceau de radar. Dans le cas de la couche de fusion, les auteurs font remarquer que la non uniformité du faisceau est plutôt dans la direction de l'élévation que dans la direction azimutale. Il est intéressant aussi de mentionner que les deux chercheurs n'ont pas d'arguments pour contester l'interprétation précédente de Zrnica et al. (1993). Ils apportent une interprétation alternative basée sur la non uniformité du faisceau radar.

En 2000, Torlaschi et Gingras montrent que le déphasage différentiel mesuré par le radar Φ_0 est différent du déphasage différentiel total intrinsèque Φ tel que défini précédemment. La différence est due à la contribution du degré d'orientation en commun des hydrométéores, paramètre qui a été toujours considéré comme égal à l'unité dans les études antérieures.

Le degré d'orientation en commun des hydrométéores (ρ_2) a été défini par McCormick et Hendry (1975), comme le paramètre qui décrit l'orientation des hydrométéores situés dans le volume de résolution radar. Il prend des valeurs entre 0 et 1 respectivement quand l'orientation des hydrométéores est aléatoire ou quand ils ont tous la même orientation. En utilisant des données d'un radar à la bande X, Hendry et al. (1987) montrent que ce paramètre dépend du type de précipitation et peut avoir parfois des valeurs très différentes de l'unité.

En utilisant des données du radar en bande S de l'Université McGill, Torlaschi et Durand (2001) suggèrent qu'une partie de la variation de déphasage différentiel total mesuré par le radar peut être dû à la variation du degré d'orientation en commun des hydrométéores plutôt qu'uniquement au déphasage différentiel de rétrodiffusion comme il a été proposé auparavant (Zrnica et al., 1993 et Hubbert et Bringi, 1995).

À partir du travail de Torlaschi et Gingras (2000) et en considérant les valeurs du degré d'orientation des hydrométéores déterminées par Hendry et al. (1987) nous présentons dans ce mémoire, d'un point de vue théorique et pratique, comment le comportement du déphasage différentiel total mesuré par le radar est affecté par le degré d'orientation en commun des hydrométéores.

c) But du projet

D'après Oguchi (1983), le déphasage différentiel de propagation entre les composantes polarisées verticalement et horizontalement du signal radar reçu est une quantité monotone croissante jusqu'à des fréquences d'environ 30 GHz. Cependant, les radars météorologiques à diversité de polarisation mesurent le déphasage différentiel total auquel contribuent non seulement les effets de propagation, mais aussi les effets de rétrodiffusion et d'orientation des hydrométéores. La motivation à l'origine de notre projet, l'étude de l'effet d'orientation des hydrométéores sur les paramètres du radar à polarisation, provient de la nécessité de mieux comprendre l'apport de chaque paramètre, δ et ρ_2 , au gradient négatif du déphasage différentiel total observé.

Nous prévoyons que notre étude contribuera à une meilleure estimation du taux de précipitation et à une évaluation plus juste du temps. Comme δ fait partie de la définition de Φ , il faut bien connaître ce paramètre pour avoir une estimation précise du taux de précipitation R (Sachidananda et Zrnica, 1987). L'utilisation de K_{DP}

au lieu de la réflectivité pour déterminer R offre l'avantage (Zrnic et Ryzhkov, 1996) de :

1. Être indépendant du calibrage du récepteur et du transmetteur;
2. Ne pas être affecté par l'atténuation;
3. Être peu affecté par le blocage du faisceau radar;
4. Être moins sensible à la variation de la distribution des gouttes;
5. Être peu influencé par la présence de la grêle.

L'introduction de l'effet de l'orientation des hydrométéores sur le signal radar est essentielle à l'identification de la microphysique et de la structure fine des zones de précipitation, par interprétation des données radar.

d) Étapes de travail

Les notions théoriques utilisées tant dans les analyses effectuées que dans la méthodologie proposée sont introduites dans le chapitre I. D'après l'étude de Torlaschi et Gingras (2000), une relation entre le déphasage différentiel total et le degré d'orientation en commun des hydrométéores est développée.

Dans le deuxième chapitre, nous identifions l'apport de l'état d'orientation des hydrométéores à l'explication de l'écart entre le déphasage différentiel total mesuré et le déphasage différentiel de propagation anticipé dans des situations de couche de fusion. En appliquant l'étude de Torlaschi et Gingras (2000) aux données publiées dans la littérature (Zrnic et al., 1993) et à trois profils radiaux provenant du radar en bande S de l'Université McGill, nous comparons nos résultats avec ceux obtenus par les autres chercheurs. Dans le même chapitre, nous amorçons un début de la méthodologie qui sera utilisée pour le traitement d'un plus grand volume de données de radar.

Nous présentons dans le troisième chapitre une étude conceptuelle qui vise à mieux comprendre le comportement du déphasage différentiel total en fonction des différents paramètres tels que le déphasage différentiel de propagation, de rétrodiffusion, de transmission et aussi le degré d'orientation en commun des hydrométéores. Il y est montré la dépendance du déphasage différentiel total de l'état de polarisation de l'onde émise par le radar. En imposant une distribution stochastique du degré d'orientation en commun des hydrométéores, nous estimons aussi l'impact de la variabilité naturelle de ce paramètre sur l'estimation du déphasage différentiel de rétrodiffusion.

Le quatrième chapitre est consacré à la méthodologie et au traitement des données de radar. Les équations développées auparavant sont utilisées pour calculer, à partir des données de radar, le déphasage différentiel de rétrodiffusion en tenant compte du degré d'orientation en commun des particules selon le type des hydrométéores de la région de précipitation. Dans ce même chapitre, nous montrons comment déterminer la région où le profil de déphasage différentiel total présente un comportement inattendu (la région de l'anomalie).

Le cinquième chapitre présente les résultats et leur interprétation. Les résultats sont aussi analysés en les comparant avec les résultats obtenus quand le degré d'orientation des hydrométéores est posé égal à 1 selon la perspective des études précédentes.

CHAPITRE I

LA POLARIMÉTRIE RADAR

Dans ce chapitre, après quelques notions de polarimétrie radar, nous introduisons les grandeurs intrinsèques du radar. Nous poursuivons par une description des mécanismes à l'origine du déphasage différentiel total entre les composantes horizontale et verticale du signal radar reçu. Ensuite, la notion de degré d'orientation en commun des hydrométéores est introduite et nous montrons, à la fin du chapitre, que ce paramètre fait le lien entre la mesure et la définition des grandeurs intrinsèques du radar.

1.1 Le radar polarimétrique

Les ondes électromagnétiques sont composées d'un champ électrique \vec{E} et d'un champ magnétique \vec{H} mutuellement orthogonaux. Ces ondes se propagent dans l'air à la vitesse de la lumière et interagissent avec les milieux matériaux sur leur trajet (Doviak et Zrnic, 1993).

Le radar émet des ondes électromagnétiques qui sont concentrées en faisceau par le système d'antenne. Elles varient dans le temps et dans l'espace selon des fonctions de type sinusoïdale. À une distance suffisamment grande du radar, le front d'onde peut être considéré comme plan et perpendiculaire à la direction de propagation. Par interaction avec le milieu de précipitation, les ondes radar sont sujettes à l'atténuation et à la diffusion dans toutes les directions.

Les ondes radar sont aussi polarisées. La polarisation d'une onde électromagnétique représente la direction d'oscillation du vecteur champ électrique dans le plan perpendiculaire à la direction de propagation. Il est possible de distinguer

trois types de polarisations : (i) elliptique, la plus générale, où les deux composantes horizontale H et verticale V du champ électrique ont des amplitudes inégales et un déphasage non nul, (ii) linéaire, lorsque la direction du champ électrique est constante dans le temps, et (iii) circulaire, cas particulier de la polarisation elliptique, observée quand les deux composantes ont des amplitudes égales et un déphasage de 90° . Si le champ \vec{E} peut être représenté par une seule composante, horizontale ou verticale, l'onde est polarisée horizontalement ou verticalement respectivement.

Pour décrire les propriétés de dépolarisation du milieu précipitant il est nécessaire de le sonder avec deux polarisations orthogonales. Ceci peut être réalisé soit en alternant la polarisation des impulsions émises et en recevant simultanément les deux composantes de polarisation H et V ou, comme réalisé plus récemment, par la transmission d'une polarisation elliptique et la réception simultanée des deux composantes de polarisation H et V. Ce dernier schéma porte le nom de polarisation hybride et représente la solution privilégiée pour l'implantation opérationnelle de la diversité de polarisation (Doviak et al., 2000).

1.1.1 La forme des hydrométéores

Il est bien connu que les hydrométéores ont des formes variées et que la forme sphérique est plutôt une exception que la règle. En général, les gouttes de pluie, chutant à la vitesse terminale, ont la forme de sphéroïdes aplatis (fig. 1.1) et tendent à tomber avec leur dimension maximale orientée horizontalement (Pruppacher et Beard, 1970). Seules les gouttes de pluie de taille inférieure à 0,35 mm ont une forme qui peut être considérée sphérique.

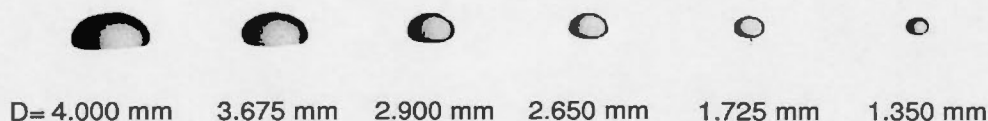


Figure 1.1 Formes typiques d'une goutte de pluie qui tombe à sa vitesse terminale. (Tiré de Pruppacher et de Beard, 1970.)

Les cristaux de glace observés dans l'atmosphère apparaissent dans une grande variété de formes et de tailles. Les flocons de neige peuvent atteindre des dimensions maximales de quelques centimètres. Leur taille habituelle est cependant de moins de 2 cm (Pruppacher et Klett, 1978). La forme d'un cristal de glace dépend de la température du nuage où le cristal se développe et de la quantité de vapeur d'eau disponible. La figure 1.2 montre quelques exemples de différentes formes des cristaux de glace.

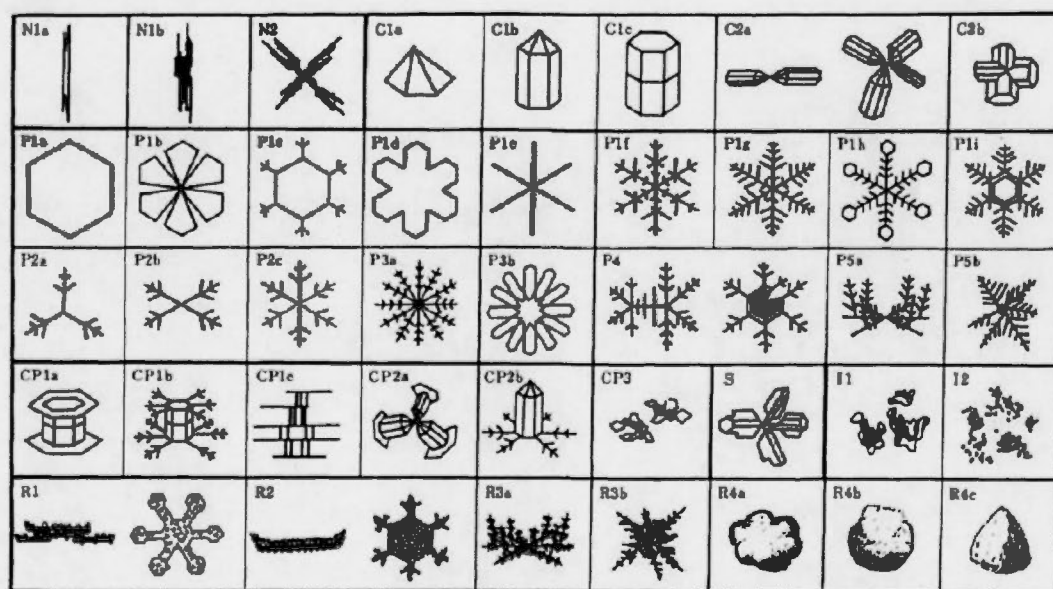


Figure 1.2 Exemples des cristaux de glace. (Tirée de Nakaya, 1954.)

Les particules de glace de dimension supérieure à 5 mm sont nommées grêlons. La forme des grêlons, qui dépend de leur taille, est arrondie ou conique pour des diamètres entre 5 et 10 mm, ellipsoïdale ou conique pour des diamètres de 10 à 20 mm et ellipsoïdale, souvent avec des petits lobes ou d'autres protubérances sur la surface, pour des diamètres de 10 à 50 mm (c.f. Doviak et Zrnic, 1993). La forme des grêlons peut être approchée par la forme d'un sphéroïde dont l'aplatissement augmente très faiblement avec le diamètre (Knight, 1986). Les grêlons ont tendance à rouler pendant leur chute (Knight et Knight, 1970).

On distingue deux effets sur le signal radar, dus aux hydrométéores : l'effet de rétrodiffusion dû à leur présence dans le volume de résolution du radar et l'effet de propagation dû aux hydrométéores situés entre le radar et le volume de résolution.

1.1.2 Matrice de rétrodiffusion

Les caractéristiques de rétrodiffusion sont décrites en termes de la matrice de rétrodiffusion S des hydrométéores (c.f. Doviak et Zrnic, 1993). En l'absence des effets de propagation, S relie le champ reçu à l'antenne, $[E]^r$, au champ électrique incident sur l'hydrométéore, $[E]^i$, par l'équation :

$$\begin{bmatrix} E_v \\ E_h \end{bmatrix}^r = \frac{\exp(-jkr)}{r} S \begin{bmatrix} E_v \\ E_h \end{bmatrix}^i = \frac{\exp(-jkr)}{r} \begin{bmatrix} S_{vv} & S_{vh} \\ S_{hv} & S_{hh} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_v \\ E_h \end{bmatrix}^i \quad (1.1)$$

où H et V dénotent les deux polarisations orthogonales, r est la distance par rapport au radar, k le nombre d'onde et les éléments S_{ij} de la matrice S sont les amplitudes complexes de rétrodiffusion de l'hydrométéore considéré. Or, les amplitudes de rétrodiffusion dépendent de la taille, de la forme, du type d'hydrométéore et aussi de la fréquence radar utilisée. Si la cible a une symétrie axiale de révolution ou est petite

par rapport à la longueur d'onde, $S_{HV} = S_{VH} = 0$ (c.f. Holt, 1984). Dans ce cas, la matrice de rétrodiffusion est une matrice diagonale.

1.2 Les grandeurs intrinsèques du radar à diversité de polarisation

Les mesures obtenues au radar météorologique sont reliées aux propriétés physiques de la précipitation observée. Il y a deux catégories essentielles de variables données par les radars polarimétriques : les grandeurs intrinsèques de rétrodiffusion qui fournissent des informations sur les hydrométéores situés dans le volume de résolution et les variables de propagation qui donnent des informations sur les particules localisées entre le volume de résolution et le radar. Les grandeurs intrinsèques du radar habituellement utilisées pour caractériser les propriétés de rétrodiffusion sont la réflectivité radar Z , la réflectivité différentielle Z_{DR} , et le coefficient de corrélation ρ_{HV} (c.f. Doviak et Zrnic 1993); alors que les propriétés de propagation sont caractérisées par le déphasage différentiel total, Φ , entre les composantes horizontale et verticale de l'écho radar.

1.2.1 Les grandeurs intrinsèques de rétrodiffusion

a) La réflectivité radar, Z

Les facteurs de réflectivité radar horizontal, Z_H , et vertical, Z_V , sont proportionnels aux puissances reçues dans chacun des deux canaux du récepteur et ils sont donnés par l'expression :

$$Z_{H,V} = \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K|^2} \left\langle |S_{HH,VV}|^2 \right\rangle \text{ avec } |S_{HH,VV}|^2 = \frac{\sigma_{HH,VV}}{4\pi} \quad (1.2)$$

où λ représente la longueur de l'onde électromagnétique émise par le radar, $K = (m^2 - 1)/(m^2 + 1)$ est le facteur diélectrique, m , l'indice complexe de réfraction et $|S_{HH,VV}|^2$ est proportionnel aux sections efficaces de rétrodiffusion, $\sigma_{HH,VV}$, qui quantifient la proportion de puissance retournée par la cible selon les deux polarisations principales (H et V). Les crochets $\langle \rangle$ dénotent la moyenne d'ensemble sur les hydrométéores dans le volume de résolution.

La réflectivité radar est le paramètre le plus utilisé en pratique. Grâce à sa proportionnalité pour la pluie à la sixième puissance du diamètre équivalent des gouttes, la réflectivité radar donne de l'information sur la taille et le nombre des hydrométéores. La réflectivité radar provenant d'une goutte d'eau est supérieure à celle provenant d'une particule de glace de même taille, à cause de l'indice complexe de réfraction, m , entrant dans l'expression du facteur diélectrique, qui est approximativement 5 fois supérieur à celui de la glace.

b) La réflectivité différentielle, Z_{DR}

Les effets du milieu sur le signal étant dépendants du type de particules, ils seront différents selon l'axe considéré (H ou V) dans le cas de particules non sphériques. La réflectivité différentielle Z_{DR} est définie par Seliga et Bringi (1976), par le rapport entre la puissance en dB des composantes H et V du signal :

$$Z_{DR} = 10 \log_{10} \left(\frac{\left\langle |S_{HH}|^2 \right\rangle}{\left\langle |S_{VV}|^2 \right\rangle} \right) \quad (1.3)$$

Les valeurs de Z_{DR} pour les échos météorologiques se situent typiquement entre -2 et 6 dB (Straka et al., 2000). La définition de Z_{DR} , telle que donnée par l'équation [1.3], montre que plus le milieu est anisotrope, plus Z_{DR} s'écarte de zéro.

Des valeurs de Z_{DR} plus grandes que 0 dB indiquent la présence des hydrométéores de forme oblate ($Z_H > Z_V$). Quand les hydrométéores sont sphériques, Z_{DR} est nul et pour des valeurs négatives, les cibles ont des formes allongées verticalement.

c) Le coefficient de corrélation, ρ_{HV}

Un autre paramètre du radar utile est le coefficient de corrélation entre les composantes horizontale et verticale du signal :

$$\rho_{HV} = \frac{\langle S_{VV} S_{HH}^* \rangle}{\sqrt{\langle |S_{VV}|^2 \rangle \langle |S_{HH}|^2 \rangle}} \quad (1.4)$$

où S_{HH}^* est le complexe conjugué de S_{HH} .

Ce paramètre varie et est influencé par plusieurs facteurs, comme la forme, la distribution des angles d'inclinaison (Sachidananda et Zrnica, 1985) et aussi par le mélange de différents types d'hydrométéores (Doviak et Zrnica, 1993).

Parce qu'il est normalisé par les puissances du signal, ses valeurs varient entre 0 et 1 . Les observations montrent que la pluie a des valeurs caractéristiques de ρ_{HV} supérieures à $0,97$ (Doviak et Zrnica, 1993), pendant que la grêle et le mélange grêle-pluie ont typiquement des valeurs comprises entre $0,9$ et $0,95$. Le coefficient de corrélation est un bon indicateur de la couche de fusion où il y a des valeurs entre $0,8$ et $0,95$. Une analyse exhaustive sur la nature de ρ_{HV} peut être trouvée dans Balakrishnan et Zrnica (1990).

1.2.2 Le déphasage différentiel de propagation et de rétrodiffusion

Z , Z_{DR} et ρ_{HV} , qui dépendent des caractéristiques de la radiation rétrodiffusée par les particules dans le volume de résolution, nous informent sur les propriétés de celles-ci. D'autres informations peuvent être obtenues en considérant les effets du milieu sur l'impulsion radar pendant sa propagation.

Le déphasage différentiel total, Φ , est défini comme la différence de phase entre les composantes H (Φ_H) et V (Φ_V) du signal reçu au radar. Il dépend de la forme et de la concentration des hydrométéores rencontrés le long de la trajectoire du faisceau radar. Pour une cible, située à la distance r du radar :

$$\Phi(r) = \Phi_H(r) - \Phi_V(r) \quad (1.5)$$

Considérons un radar qui émet une onde elliptique et qui reçoit les deux composantes de polarisation : H et V. L'onde émise peut être décomposée en ses composantes H et V ayant un déphasage initial à la transmission, ϕ_{HV} , connu (fig. 1.3a). Les hydrométéores situés dans le trajet parcouru par le signal radar se comportent comme des multipôles électriques. Au fur et à mesure que l'onde se propage dans le milieu, les composantes du signal sont affectées différemment et la différence de phase entre les composantes H et V du signal augmente d'un angle ϕ_{DP} (fig. 1.3b). Dans un milieu peuplé d'hydrométéores orientés comme les gouttes de pluie ou les cristaux de glace, la composante de l'onde polarisée horizontalement se déphase plus que la composante verticale, et le déphasage différentiel dû à la propagation est positif (Straka et al., 2000). Si l'onde continue à se propager, son déphasage différentiel de propagation augmente davantage (fig. 1.3c).

Lors de la rétrodiffusion, si les hydrométéores dans le volume de résolution sont d'assez grande taille par rapport à la longueur d'onde, une phase différentielle, δ , s'ajoute à la phase cumulée (c.f. Doviak et Zrnica, 1993) (fig. 1.3d).

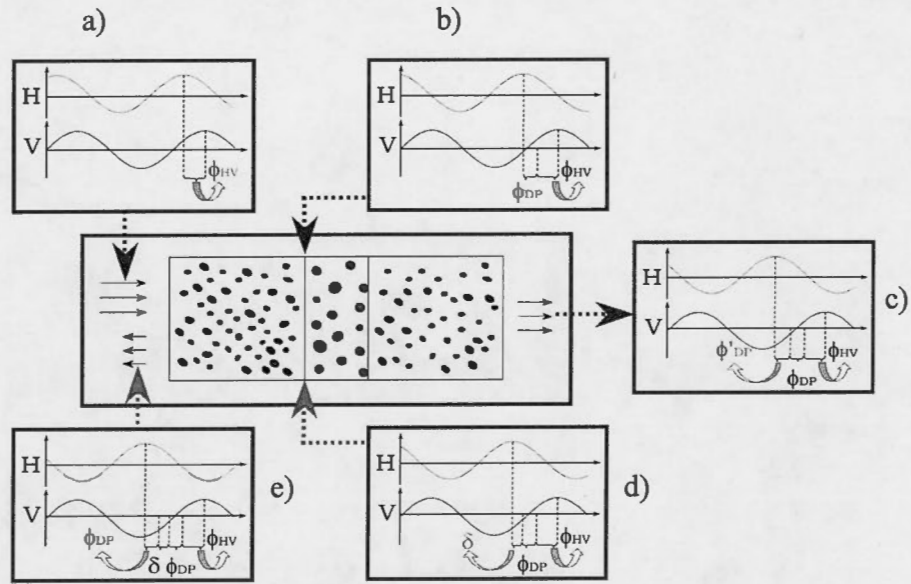


Figure 1.3 Illustration théorique des déphasages différentiels : total, Φ , à la transmission, ϕ_{HV} , de propagation, ϕ_{DP} , et de rétrodiffusion, δ .

Dépendant de la taille, la rétrodiffusion peut introduire un déphasage différentiel positif ou négatif qui est donné par :

$$\delta = \arg(S_{VV}S_{HH}^*) \quad (1.6)$$

où « arg » dénote l'argument du nombre complexe $S_{VV}S_{HH}^*$.

De retour vers le radar, les ondes rétrodiffusées parcourent à nouveau le même milieu en subissant ainsi le même déphasage de propagation, ϕ_{DP} (fig. 1.3e). Le déphasage différentiel total observé au radar est alors donné par :

$$\Phi = \phi_{HV} + 2\phi_{DP} + \delta \quad (1.7)$$

où ϕ_{HV} est le déphasage initial à la transmission entre les composantes horizontale et verticale de l'onde polarisée qui est une caractéristique du radar, ϕ_{DP} est le déphasage différentiel de propagation qui est introduit par le milieu de précipitation (propagation) et δ est le déphasage différentiel de rétrodiffusion introduit par le processus de rétrodiffusion.

1.3 Le déphasage différentiel spécifique, K_{DP}

Le déphasage différentiel spécifique, K_{DP} , représente le taux de changement du déphasage différentiel de propagation en fonction de la distance radiale du radar (c.f. Doviak et Zrnic, 1993) :

$$K_{DP} = \frac{\phi_{DP}(r_2) - \phi_{DP}(r_1)}{r_2 - r_1} \quad (1.8)$$

où r_1 , r_2 représentent les distances par rapport au radar, ($r_1 < r_2$), et ϕ_{DP} est le déphasage différentiel de propagation correspondant à chaque distance.

La grandeur de K_{DP} augmente en général avec l'aplatissement des gouttes et la croissance de la constante diélectrique du milieu. Pour des échos météorologiques, K_{DP} prend des valeurs entre $-1^\circ/\text{km}$ et $10^\circ/\text{km}$ (c.f. Doviak et Zrnic, 1993). En 1990, Holt et McGuinness ont montré que dans des situations de pluie forte (avec un taux de précipitation supérieur à 30 mm/h), le déphasage différentiel de propagation est un meilleur estimateur de la précipitation que la réflectivité. Sachidananda et Zrnic (1987) ont déterminé une relation qui fait le lien entre le taux de précipitation, R , et le déphasage différentiel spécifique :

$$R = 40,6 K_{DP}^{0,826} \quad (1.9)$$

1.4 Le degré d'orientation en commun des hydrométéores

La figure (1.4) représente un hydrométéore de forme non sphérique à laquelle est associé un système de coordonnées locales ($\hat{i}, \hat{j}, \hat{k}$). L'axe de symétrie (z) d'un hydrométéore en chute n'est pas nécessairement aligné avec la verticale (Pruppacher et Klett, 1978). Il oscille plutôt autour de la verticale à cause des différentes forces aérodynamiques qui agissent sur l'hydrométéore : les forces de gravité, de traînée ainsi qu'hydrodynamiques à l'intérieur des gouttes. En fait, l'angle d'inclinaison réel, défini comme l'angle (θ) entre l'axe z de symétrie de l'hydrométéore et la verticale locale, \hat{k} , diffère d'une particule à l'autre. Les angles d'inclinaison donnent lieu à une distribution d'orientations avec une moyenne proche de zéro. Toujours en rapport à la figure, l'angle entre la projection de l'axe de symétrie de particule sur le plan de polarisation, perpendiculaire à la direction de propagation de l'onde électromagnétique, et la verticale représente l'angle d'inclinaison apparent de l'hydrométéore, α . Pour les phénomènes de propagation, l'angle important est bien celui-ci. L'angle ϵ représente l'angle d'élévation du faisceau radar.

McCormick et Hendry (1975) introduisent le degré d'orientation en commun des hydrométéores, ρ_2 , dans le volume de résolution en le définissant par :

$$\rho_2 = \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \cos 2(\alpha - \bar{\alpha}) T(\alpha - \bar{\alpha}) d(\alpha - \bar{\alpha}), \quad (1.10)$$

où $T(\alpha - \bar{\alpha})$ est la fonction de distribution de α , symétrique et centrée autour de l'angle moyen d'inclinaison apparent des hydrométéores $\bar{\alpha}$. La fonction de distribution T peut être prise comme une fonction de distribution de probabilité gaussienne. Les valeurs de ρ_2 varient entre 0, quand les hydrométéores sont orientés aléatoirement, et 1, pour un milieu où les particules de précipitation ont toutes la

même orientation. La figure 1.5 montre la variation du degré d'orientation en commun des hydrométéores en fonction de l'écart type des angles d'inclinaison apparente, σ_α , (Torlaschi et al., 1984). À remarquer la diminution de ρ_2 , qui passe de 1 à 0,06 avec l'augmentation de l'écart type de 0° à 90° .

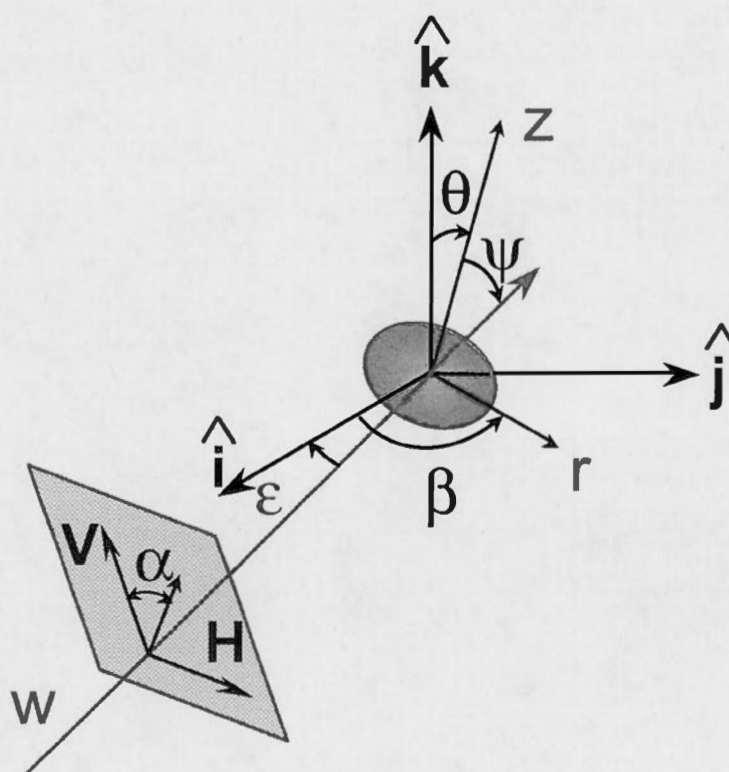


Figure 1.4 Représentation géométrique de l'angle d'inclinaison apparent des hydrométéores, α . (Adaptée de Holt, 1984.)

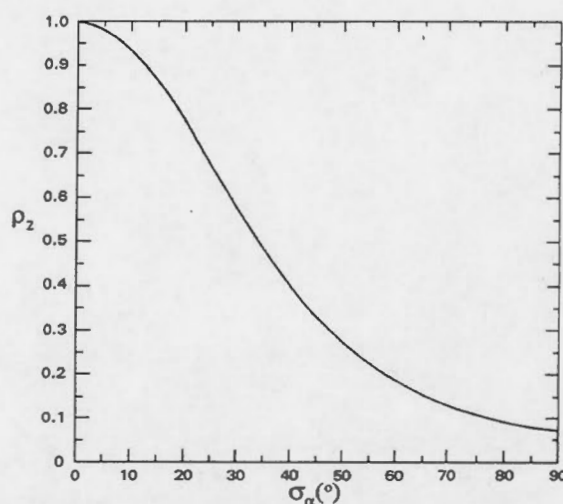


Figure 1.5 Degré d'orientation en commun des hydrométéores, ρ_2 , en fonction de l'écart type des angles d'inclinaison apparente, σ_α . (Tirée de Torlaschi et al., 1984.)

Le tableau 1.1 donne les valeurs caractéristiques de Z_H , $\bar{\alpha}$ et ρ_2 pour différents types de précipitations telles que rapportés par Hendry et al. (1987). Ces données se basent sur des observations radar à la bande X au Conseil National de Recherche du Canada, Ottawa, Ontario.

Tableau 1.1
Valeurs de Z_H , $\bar{\alpha}$, et ρ_2 pour différents types de précipitation
(d'après Hendry et al., 1987)

Cible	Z_H (dBZ)	$\bar{\alpha}$ (°)	ρ_2
Pluie	25 à 50	0	0,9 à 1
Neige	~20	10	0,75
Couche de fusion	33	-	0,65
Grêle	40 à 70	0	0,35

Le tableau montre que les hydrométéores situés dans un milieu de précipitation ne sont pas equiorientés. Pour les gouttes de pluie, $\bar{\alpha}=0$ et ρ_2 est compris entre 0,9 et 1. Ceci signifie que l'axe de symétrie des gouttes oscille autour de la verticale et la moyenne de leurs angles d'inclinaison est nulle. Les faibles valeurs de ρ_2 observées dans la neige et dans la couche de fusion sont dues à la forme des hydrométéores et, en moyenne, leur angle d'inclinaison n'est pas nul. Dans le cas des grêlons, même si, en moyenne, l'angle d'inclinaison apparent est zéro, le degré d'orientation en commun est très petit (0,35). Ceci s'explique par le fait que, pendant leur chute, les particules de grêle ont tendance à rouler.

1.5 Le degré d'orientation en commun des hydrométéores : lien entre la mesure et la définition des grandeurs intrinsèques du radar

En 2000, Torlaschi et Gingras ont montré qu'il existe une différence entre le déphasage différentiel mesuré par le radar et celui défini par [1.7]. Cette différence est due à l'effet d'orientation des hydrométéores. Les deux quantités sont égales dans le cas des hydrométéores équiorientés ($\rho_2 = 1$), hypothèse admise jusqu'à maintenant.

Comme vu précédemment, le degré d'orientation en commun des hydrométéores est proche de l'unité juste pour la pluie et en particulier pour la pluie avec un fort taux de précipitation. Dans les relations qui suivent, développées par Torlaschi et Gingras (2000), l'indice zéro indique la valeur mesurée et qui correspond à la situation où il est supposé a priori que tous les hydrométéores ont la même orientation, $\rho_2 = 1$, et que l'angle d'inclinaison apparent est nul, $\alpha=0$.

Tableau 1.2

Valeurs de ρ_2 , Z_{DR} , ΔZ_H , $\Delta Z_{DR}/Z_{DR}$, $(\Delta\Phi)_{\max}$, et $(\Delta\rho_{HV}/\rho_{HV})_{\max}$
pour différents types de précipitation (d'après Torlaschi et Gingras, 2000)

	ρ_2	Z_{DR} (dB)	ΔZ_H (dBZ)	$\Delta Z_{DR}/Z_{DR}$ (%)	$(\Delta\Phi)_{\max}$ (deg)	$(\Delta\rho_{HV}/\rho_{HV})_{\max}$ (%)
Pluie	0,9 à 1	0,5 à 4	-0,2 à 0	0 à -10	-3	-5 à -7
Neige	0,75	0 à 5	-0,6 à 0	-25	-8	-13 à -20
Couche de fusion	0,65	0 à 3	-0,5 à 0	-35	-12	~ -20
Grêle	0,35	-0,5 à 0,5	-0,2 à 0,2	-65	-30	~ -40

L'erreur absolue d'estimation de la réflectivité horizontale est donnée par l'expression :

$$\Delta Z_H = Z_{H0} - Z_H \cong -\frac{1-\rho_2}{2} Z_{DR}. \quad (1.11)$$

Pour ces grandeurs intrinsèques, la sous-estimation est en général moins de 0,5 dB, valeur assez petite.

La réflectivité différentielle mesurée est égale à :

$$Z_{DR0} \cong \rho_2 Z_{DR}. \quad (1.12)$$

Le tableau 1.2 donne les valeurs de l'erreur d'estimation relative pour différents types de précipitation. Les valeurs pour Z_{DR} sont prises de Doviak et Zrníc (1993), et celles de ρ_2 du tableau, 1.1. Excepté pour la pluie, la réflectivité différentielle est sous-estimée de manière significative pour tous les autres types de précipitations.

Le déphasage différentiel mesuré par le radar Φ_0 est donné par la formule :

$$\operatorname{tg} \Phi_0 = \rho_2 \operatorname{tg} \Phi. \quad (1.13)$$

L'erreur absolue d'estimation du déphasage différentiel, $\Delta\Phi$, dépend de Φ et de ρ_2 . La figure 1.6 représente graphiquement $\Delta\Phi$ en fonction de Φ_0 pour différentes valeurs de ρ_2 . La différence entre Φ et Φ_0 décroît avec l'augmentation de ρ_2 mais, indépendamment de celui-ci, $\Delta\Phi$ est nul pour $\Phi_0 = 0 \pm n\pi/2$, où n est un nombre entier. Cette observation suggère que les valeurs pour Φ_0 peuvent varier rapidement en passant d'un milieu de pluie, milieu où les particules sont bien orientées, à une couche de fusion, de neige ou de grêle.

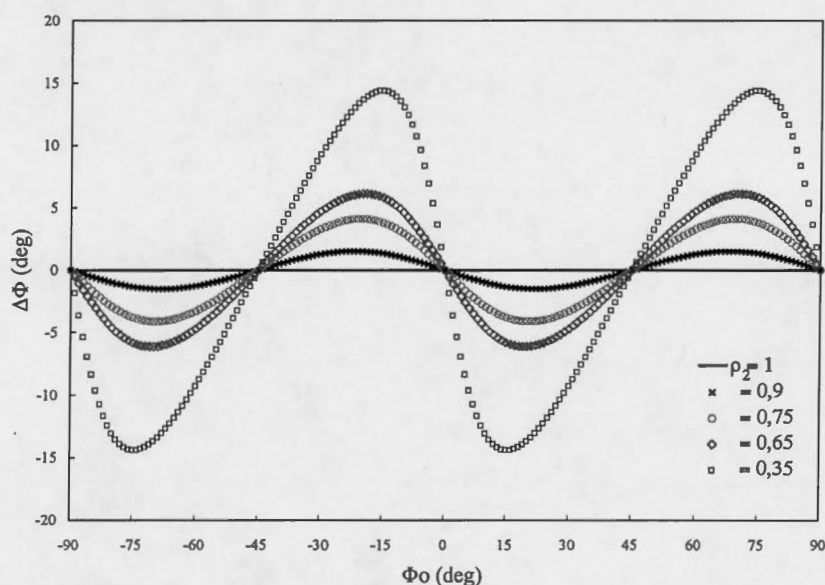


Figure 1.6 Variation des valeurs de déphasage différentiel total, $\Delta\Phi = \Phi_0 - \Phi$, en fonction de déphasage différentiel total mesuré, Φ_0 , et du degré d'orientation en commun d'hydrométéores, ρ_2 .

La dernière grandeur observable de radar considérée est le coefficient de corrélation entre les composantes horizontale et verticale du signal :

$$\frac{\rho_{HV0}}{\rho_{HV}} \cong \left[1 - (1 - \rho_2^2) \sin^2 \Phi \right]^{1/2} \left[1 + (\rho_2^2 - 1) \left(\frac{Z_{DR}}{8,686} \right)^2 \right]^{1/2}. \quad (1.14)$$

Le tableau 1.2 donne aussi les valeurs maximales de l'erreur d'estimation de ρ_{HV} . Encore une fois, l'hypothèse d'un milieu dans lequel les hydrométéores ont tous la même orientation introduit une sous-estimation appréciable des valeurs de l'observable.

Dans ce chapitre, nous avons décrit les notions de base reliées à la polarisation qui seront utilisées dans ce travail. Les relations développées par Torlaschi et Gingras (2000) représentent le fondement de notre projet. L'introduction de l'orientation en commun des hydrométéores comme lien entre le déphasage différentiel mesuré par le radar et sa définition nous donne la possibilité de séparer l'apport de δ et ρ_2 lors de la mesure d'un gradient négatif du déphasage différentiel total, Φ_0 .

Dans les prochains chapitres, nous nous servirons des équations de ce chapitre pour l'analyse de données de radar déjà présentées dans la littérature et en provenance du radar de l'Université McGill pour évaluer et déterminer la contribution de δ et ρ_2 au gradient négatif de Φ_0 dans le but de valider les relations proposées par Torlaschi et Gingras (2000) sur un grand nombre de cas.

CHAPITRE II

ÉTUDE DE DEUX CAS D'ANOMALIE DU DÉPHASAGE DIFFÉRENTIEL TOTAL

Dans ce chapitre, nous présentons deux situations météorologiques dans lesquelles le déphasage différentiel total mesuré par le radar a un gradient négatif. Dans la littérature, ce gradient a été interprété comme dû au déphasage différentiel de rétrodiffusion. Les relations développées par Torlaschi et Gingras (2000) démontrent que ce comportement peut aussi être dû au degré d'orientation en commun des hydrométéores, paramètre négligé dans l'interprétation initiale. À partir de ces deux situations, nous développons une méthodologie de traitement des données qui nous permettra d'étendre l'étude à un grand nombre de cas.

2.1 Étude de deux cas de gradient négatif de Φ_0

2.1.1 Caractéristiques de la couche de fusion

Les observations des précipitations stratiformes par les radars météorologiques montrent une forte augmentation de la réflectivité juste en dessous de l'isotherme de 0°C : c'est ce qu'on appelle la couche de fusion. Cette couche peut être définie comme la région où les particules de glace fondent quand, pendant leur chute dans l'atmosphère, elles traversent le niveau où la température devient supérieure à 0°C. Cette région est caractérisée par un maximum prononcé de la réflectivité radar. Une illustration de la couche de fusion peut être observée dans la figure 2.1. L'axe

horizontal représente le temps et l'axe vertical représente la hauteur en km. La réflectivité radar en dBZ est affichée avec le code en couleur à droite.

Toujours en rapport à la même figure, la région de la couche de fusion peut être observée à partir de 17:00 jusqu'à 24:00 EST, entre 2,8 km et 3,4 km de hauteur. Aussi connue comme la bande brillante, elle est située entre la région de la pluie proche du radar, où tous les hydrométéores sont liquides, entre 0 et 2,8 km et la région de la neige correspondant à la précipitation solide, aux altitudes supérieures à 3,4 km. La figure 2.1 montre des valeurs maximales de réflectivité variant entre 40 et 45 dBZ dans une couche ayant une épaisseur de 600 m et qui a tendance à descendre en altitude entre 22:00 et 24:00. La région de la neige a une réflectivité radar, autour de 20 dBZ, plus petite que celle de la pluie qui est d'environ 35 dBZ.

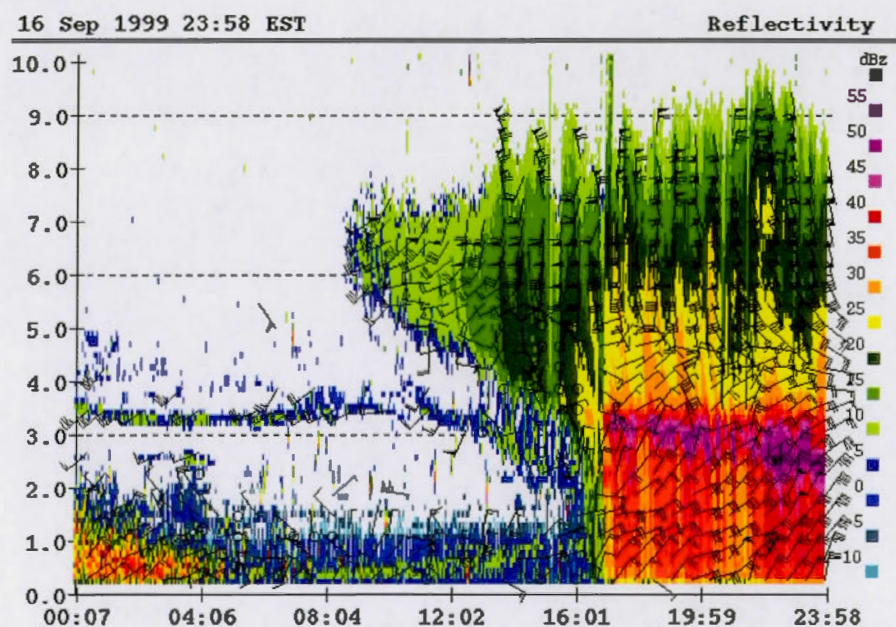


Figure 2.1 Couche de fusion observée le 16 septembre 1999. Réflectivité, en coordonnées hauteur-temps, selon le profileur de l'Université McGill.

D'après Sauvageot (1982), plusieurs facteurs contribuent à la variation de la réflectivité observée dans la couche de fusion :

- a. l'évolution de facteur diélectrique $|K|^2$ qui est environ 5 fois plus grand dans l'eau que dans la glace, ce qui provoque une augmentation de la réflectivité des hydrométéores due à l'augmentation des sections efficaces de rétrodiffusion quand ceux-ci commencent à fondre;
- b. l'augmentation de la vitesse de chute de la neige mouillée et donc la diminution de la concentration des particules vers la limite inférieure de la couche de fusion, ce qui a comme résultat une diminution de la réflectivité;
- c. le changement de forme des hydrométéores pendant la fusion, ce qui modifie l'intensité du signal rétrodiffusé.

Les facteurs mentionnés précédemment ne sont pas suffisants pour expliquer la variation d'intensité de la couche de fusion. Les mesures à long-terme de la couche de fusion (Fabry et al., 1995) peuvent permettre de montrer une réalité plus complexe et une dépendance de ses caractéristiques, de la distribution de l'eau dans la particule (nommé l'effet de la densité), la croissance des précipitations et le changement de la distribution des tailles de particules. Les études ont montré que la contribution de ces deux derniers facteurs à l'intensité de la couche de fusion est petite. En 1995, Fabry et al. suggèrent que le changement de la densité de la neige fondante est le principal facteur responsable pour la variabilité de l'intensité de la couche de fusion. Une étude plus approfondie de ce processus est présentée par Zawadzki et al. (2005) en utilisant un modèle qui décrit la nature de la couche de fusion et sa dépendance de plusieurs différentes conditions atmosphériques et microphysiques. Ce modèle montre que l'intensité de la couche de fusion est plus petite si la densité de la neige fondante est plus grande.

La forte augmentation de la réflectivité radar produite par la fonte incomplète des flocons de neiges est responsable des phénomènes d'atténuation, de dispersion et de diffusion des micro-ondes. Il est important de connaître les phénomènes

microphysiques dans la couche de fusion pour pouvoir interpréter le comportement du déphasage différentiel total mesuré Φ_0 tel que défini par l'équation [1.13]. Dans la littérature (Zrnic et al., 1993; Hubert et Bringi, 1995), les gradients négatifs de Φ_0 observés sont attribués à la rétrodiffusion. Notre but est de déterminer la contribution du degré d'orientation en commun des hydrométéores, ρ_2 , à ce phénomène.

2.1.2 Oklahoma, le 3 juin 1989

La première situation météorologique correspond à un cas de couche de fusion dans le cadre d'un système convectif de mésoéchelle signalé en Oklahoma le 3 juin 1989 et étudiée par Zrnic et al., (1993). Des données polarimétriques pour Z , Z_{DR} , Φ_0 et ρ_{HV} étaient disponibles. L'étendue de la couche de fusion avait été déterminée en utilisant, pour la limite supérieure, le sondage de température (l'isotherme 0°C à 3,4 km de hauteur) et des mesures aéroportées et, pour la limite inférieure, le maximum de réflectivité différentielle à une hauteur de 2,5 km. Le choix de cette limite inférieure a été justifié par Zrnic et al. (1993) comme suit : i) les quantités mesurées par le radar à polarisation sont peu affectés par des agrégats secs parce qu'ils ont des petites dimensions et une faible constante diélectrique, ii) les hydrométéores mouillés tendent à tomber avec l'axe de symétrie orienté verticalement, orientation qui correspond au minimum d'énergie cinétique (c.-à-d., la vitesse de chute la plus petite), iii) juste avant de fondre complètement, les agrégats imbibés d'eau ont atteint leur plus grande taille, et bien que leur nombre soit relativement petit, leur contribution à la réflectivité différentielle est la plus grande à ce moment.

Le profil radial du déphasage différentiel total en fonction de la distance par rapport au radar est présenté dans la figure 2.2 (ligne pleine). Dans la région de la couche de fusion, située entre 27 km et 37,5 km en distance radiale par rapport au radar, le profil radial du déphasage différentiel mesuré s'écarte du profil de déphasage

différentiel de propagation. L'écart entre Φ_0 et ϕ_{DP0} est attribué au déphasage différentiel de rétrodiffusion. En tiret, on représente le profil du déphasage différentiel de propagation en absence des hydrométéores de grande taille. La variation observée dans la région de la couche de fusion est interprétée comme étant due au déphasage différentiel de rétrodiffusion (ligne avec losanges), et elle est obtenue en faisant la différence entre le profil de Φ_0 et le profil de ϕ_{DP0} :

$$\delta_0(r) = \Phi_0(r) - \phi_{DP0}(r) \quad (2.1)$$

Nous remarquons qu'à la base de la couche de fusion, δ_0 croît rapidement pour atteindre une valeur de 4° , et autour de 33 km nous observons une décroissance jusqu'à atteindre des valeurs négatives. Cette décroissance est suivie, vers 37 km, d'une augmentation qui correspond au niveau du début de la fonte. Si les hydrométéores sont couverts par une couche d'eau avec une épaisseur plus grande que 10% de leur rayon, ils apparaissent au radar comme des grandes gouttes d'eau (Battan, 1973). De cette façon, le radar, au lieu de percevoir des grands hydrométéores en train de fondre, voit des grandes gouttes de pluie déformées qui ont une constante diélectrique cinq fois plus grande que les particules de glace. Zrnica et al. (1993) déterminent la taille des hydrométéores qui peuvent être considérés comme responsables du profil de δ_0 obtenu en utilisant un modèle de rétrodiffusion pour un sphéroïde d'eau avec un rapport axial de 0,8 (fig. 2.3). Les hydrométéores sont présumés composés d'eau liquide. La dimension des agrégats mouillés est proche de la dimension de leur image, mais cette dimension peut être considérablement plus grande que le diamètre de l'hydrométéore fondu équivalent.

Le déphasage différentiel de rétrodiffusion d'un tel sphéroïde change de signe quand le diamètre est de 10 mm. Comme l'intervalle de δ est $\{-2,5^\circ, 5^\circ\}$ et le diamètre maximal des hydrométéores est de $D_{Max} < 15$ mm, l'analyse des résultats montre que les particules augmentent de taille pendant leur chute à travers la couche de fusion.

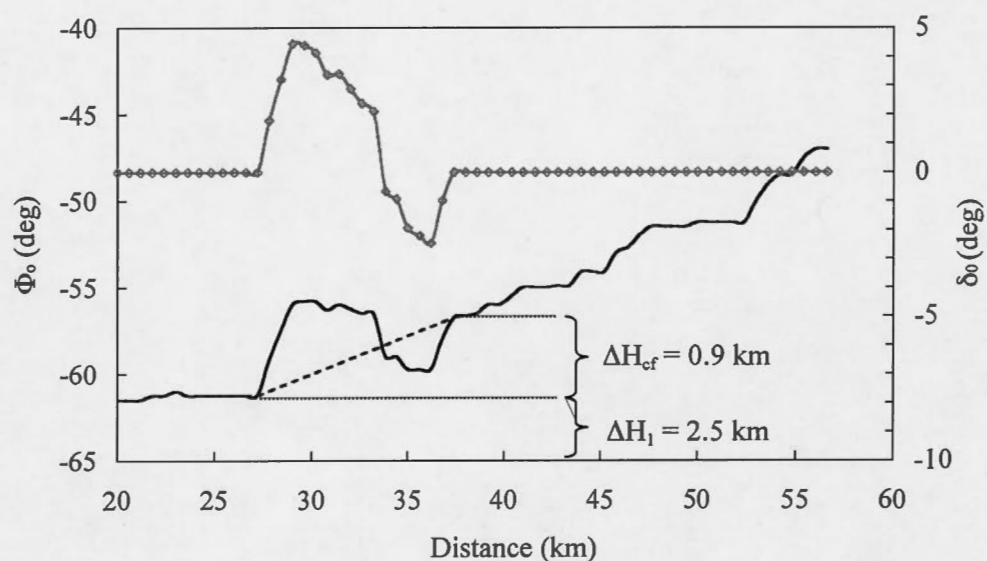


Figure 2.2 Profils radiaux, le long d'un rayon qui traverse la couche de fusion, des déphasages différentiels : total, Φ_0 (ligne pleine), de propagation, ϕ_{DP0} (ligne à tirets) et de rétrodiffusion, δ_0 (ligne avec losanges). (Adaptée de Zrnic et al., 1993.)

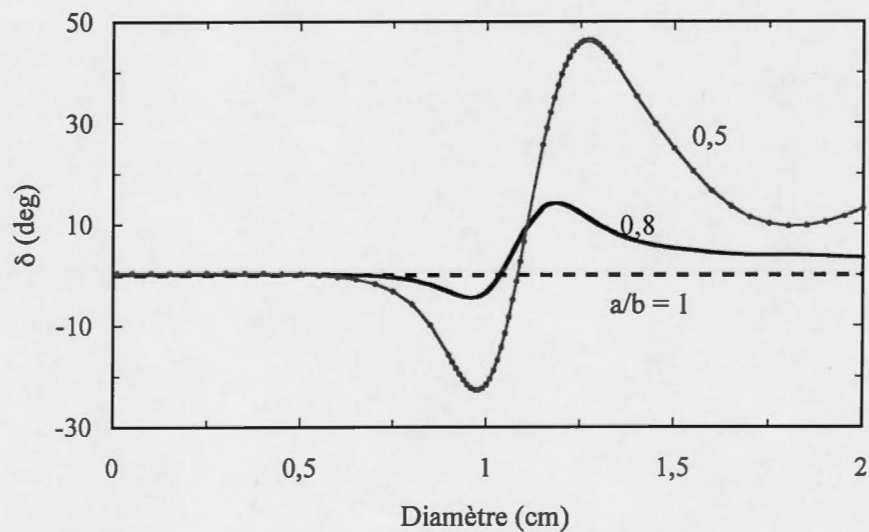


Figure 2.3 Représentation du déphasage différentiel de rétrodiffusion d'un sphéroïde d'eau en fonction du diamètre équivalent.

La figure 2.4 montre le résultat de l'application des relations présentées dans le chapitre I au calcul du déphasage différentiel de propagation et de transmission, $\phi_{HV} + 2\phi'_{DP}$, pour le cas décrit ci-dessus. Un degré d'orientation en commun des hydrométéores différent de 1 est pris en considération, ainsi qu'un déphasage différentiel de rétrodiffusion. $\phi_{HV} + 2\phi'_{DP}$ est représenté dans la figure 2.4 par la ligne avec carrés et il est obtenu dans la pluie et dans la neige en utilisant l'expression suivante tirée de [1.13] en tenant compte que δ à la bande S est négligeable :

$$\phi_{HV} + 2\phi'_{DP} = \arctg\left(\frac{\tg\Phi_0}{\rho_2}\right) \quad (2.2)$$

où ρ_2 est de 0,95 dans la pluie et de 0,75 dans la neige (tableau 1.1). Dans la région de la couche de fusion, $\phi_{HV} + 2\phi'_{DP}$ est obtenu par une interpolation linéaire entre le dernier point situé dans la pluie et le premier situé dans la neige.

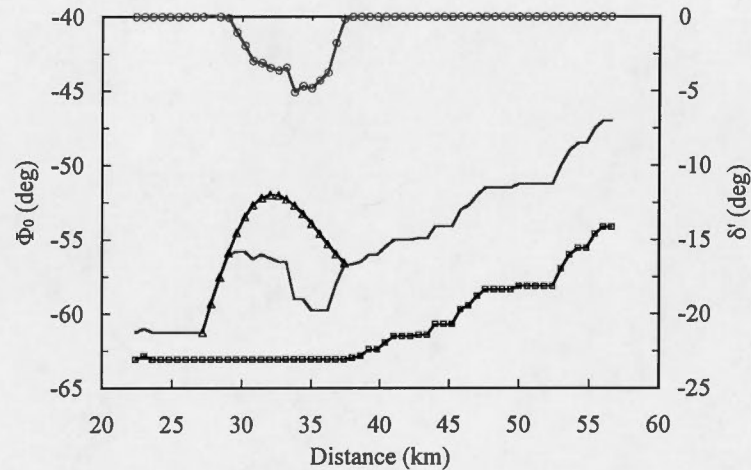


Figure 2.4 Profils radiaux, le long d'un rayon qui traverse la couche de fusion des déphasages différentiels : total, Φ_0 (ligne pleine) et Φ'_0 (ligne avec triangles), de propagation, $\phi_{HV} + 2\phi'_{DP}$ (ligne avec carrés), et de rétrodiffusion, δ' (ligne avec cercles), le long d'un rayon qui traverse la couche de fusion, calculés d'après la théorie de Torlaschi et Gingras (2000).

Dans un premier temps, nous supposons que le seul responsable de l'écart entre Φ_0 et ϕ_{DP0} (ligne à tirets, fig. 2.2) est l'orientation des hydrométéores. La relation [2.3], dérivée de [1.13] en posant $\delta = 0^\circ$, permet le calcul du degré d'orientation en commun des hydrométéores, ρ'_2 , qui serait à l'origine de Φ_0 .

$$\rho'_2 = \frac{\text{tg}\Phi_0}{\text{tg}(\phi_{HV} + 2\phi'_{DP})} \quad (2.3)$$

La figure 2.5 montre que le profil de ρ'_2 trouvé dicte des valeurs bien plus élevées que la valeur de 0,65 caractéristique de la couche de fusion (tableau 1.1). Le profil de ρ_2 (ligne avec triangles) est obtenu en utilisant une courbe de tendance de type polynomial d'ordre 2 avec un minimum de 0,65. La différence entre ρ_2 et ρ'_2 indique que le degré d'orientation en commun des hydrométéores ne peut justifier tout seul l'écart observé. La contribution du déphasage différentiel de rétrodiffusion doit être prise en considération dans l'interprétation de Φ_0 .

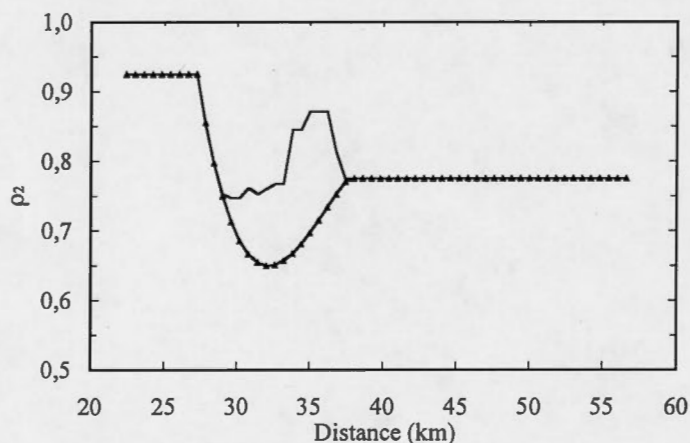


Figure 2.5 Profils du degré d'orientation en commun des hydrométéores : type, ρ_2 (ligne avec triangles), et qui ajuste le profil de Φ_0 quand $\delta = 0^\circ$, ρ'_2 (ligne pleine).

Or, Φ'_0 , dans la figure 2.4, est le profil de déphasage différentiel total qu'on observerait si le degré d'orientation en commun des hydrométéores était donné par ρ_2 de la figure 2.5 et le déphasage différentiel de rétrodiffusion, δ , était nul. Par conséquent, de [1.13] et la définition de ρ_2 , on a que le profil de déphasage différentiel de rétrodiffusion δ' est donné par :

$$\delta' = \arctg\left(\frac{\text{tg}\Phi'_0}{\rho_2}\right) - (\phi_{\text{HV}} + 2\phi'_{\text{DP}}) \quad (2.4)$$

L'angle δ' ainsi obtenu (fig. 2.4) est différent de δ_0 proposé par Zrnica et al. (1993) (fig. 2.2). En utilisant le même modèle d'hydrométéore qu'à la figure 2.3, nous obtenons la taille caractéristique des hydrométéores qui seraient responsables du profil de δ' dans la couche de fusion. D'après les résultats dans la figure 2.4, $\hat{\delta}' \approx -5^\circ$ (valeur maximale de δ') et les particules correspondantes ont une taille maximale de $D_{\text{Max}} < 10$ mm. L'interprétation de la microphysique de la couche de fusion en fonction des valeurs du déphasage de rétrodiffusion ne peut pas être la même selon que $\rho_2 = 1$ ou $\rho_2 \neq 1$ car il y a une différence d'environ 5 mm entre les valeurs maximales pour les diamètres des particules. Mais plus important encore, l'évolution du déphasage de rétrodiffusion et de la taille des hydrométéores dans la région de la couche de fusion est complètement différente. Le profil de δ_0 montre que les hydrométéores de plus grande taille sont situés à la base de la couche de fusion (D_{Max} varie entre 10 et 14 mm). Proche du milieu, δ_0 change de signe, ce qui correspond à des particules d'eau de forme sphéroïde avec un diamètre de 10 mm et un rapport axial de 0,8. Les particules les plus petites se trouvent dans la partie supérieure de la couche de fusion (le modèle de rétrodiffusion donne des $\delta < 0$ pour des diamètres qui varient entre 0 et 10 mm). Par contre, δ' est toujours négatif. Le modèle de rétrodiffusion nous permet de conclure que, si on considère l'apport de ρ_2 à l'estimation de δ , dans la partie supérieure de la couche de fusion il y a une croissance

de la taille des hydrométéores, possiblement due à la fusion partielle des particules de glace (hypothèse corroborée par l'augmentation de la réflectivité due à l'augmentation de la constante diélectrique) et à l'agrégation. La probabilité d'agrégation des flocons de neige augmente, mais le processus de fonte, en lissant la surface des cristaux, diminue la probabilité d'agrégation et il est donc raisonnable de considérer que ce processus va se produire à un taux comparable à celui dans la neige au-dessus du niveau de 0°C (Fabry et al., 1994). Les hydrométéores arrivent à un diamètre maximal de 10 mm à 33 km, là où δ_0 change de signe. Mais les valeurs négatives de δ peuvent aussi être interprétées comme dues à une décroissance rapide de la taille des hydrométéores dans la première partie de la couche de fusion, là où le processus de fusion commence. La décroissance se poursuit à un taux plus faible jusqu'au milieu de la région. Dans les deux hypothèses, nous constatons la décroissance de la taille des particules vers la base de la couche de fusion. Cette diminution de taille peut s'expliquer par : i) la contraction des particules au fur et à mesure que le processus de fonte se poursuit, ii) le changement de la densité des particules, iii) la croissance de la vitesse de chute et iv) l'effondrement des grands agrégats pour former des gouttes de pluie. À mentionner que, même si l'interprétation de la microphysique ayant lieu dans la couche de fusion est différente en fonction de valeurs de δ , les deux interprétations décrites ci-dessous sont compatibles avec des valeurs de ρ_2 physiquement possibles.

2.1.3 Montréal, le 29 septembre 1999

Les relations présentées dans la section 1.5 sont appliquées ici à trois profils radiaux de données de radar qui correspondent aux azimuts 260°, 261° et 262°. Les données correspondent à un cas de couche de fusion tel qu'observé à 17:03 TU (temps universel) le 29 septembre 1999 par le radar polarimétrique en bande S de l'Université McGill. Leur résolution est de 1 km en distance et 1° en azimut, à angle

de site $2,7^\circ$. La moyenne azimutale de Z_H , Z_{DR} , ρ_{HV} et $\Phi_0 - \phi_{HV}$ avec $\phi_{HV} = 82^\circ$ est calculée et le résultat est présenté dans la figure 2.6.

Les profils moyens ainsi obtenus affichent un niveau de bruit à haute fréquence excessif qui doit être réduit avant de procéder à l'analyse. Pour cela, nous utilisons un filtre FIR à trois points appliqué de façon récursive, décrit dans l'appendice A. Lors de l'utilisation de ce filtre, le nombre d'itérations ne doit pas entraîner la perte d'information. Pour cela, nous avons calculé la variance de Φ_0 en fonction du nombre d'itérations tel que présenté à la figure 2.7. La figure montre que la majeure partie du bruit est éliminée après la première application du filtre. Après trois itérations, la variance change peu et en pratique, à partir de la sixième itération, nous considérons que le bruit à haute fréquence a été complètement éliminé. La figure 2.8 présente le résultat du filtrage des grandeurs intrinsèques du radar de la figure 2.6 après six applications successives du filtre à trois points.

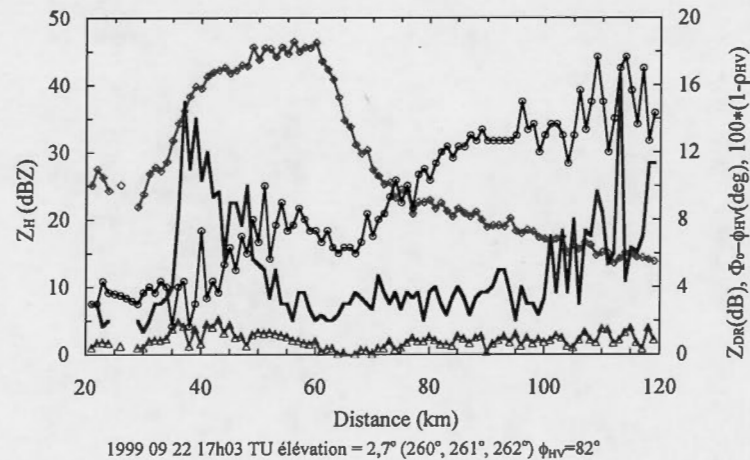


Figure 2.6 Profils radiaux pour la réflectivité Z_H (ligne avec losanges), la réflectivité différentielle Z_{DR} (ligne avec triangles), le coefficient de corrélation $100*(1 - \rho_{HV})$ (ligne pleine), et le déphasage différentiel $\Phi_0 - \phi_{HV}$ (ligne avec cercles) pour une élévation de $2,7^\circ$.

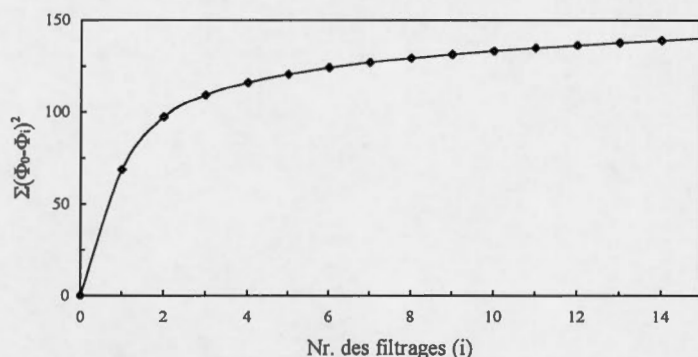


Figure 2.7 Variance entre le signal radar Φ_0 et le signal filtré Φ_i en fonction du nombre des filtrages (i).

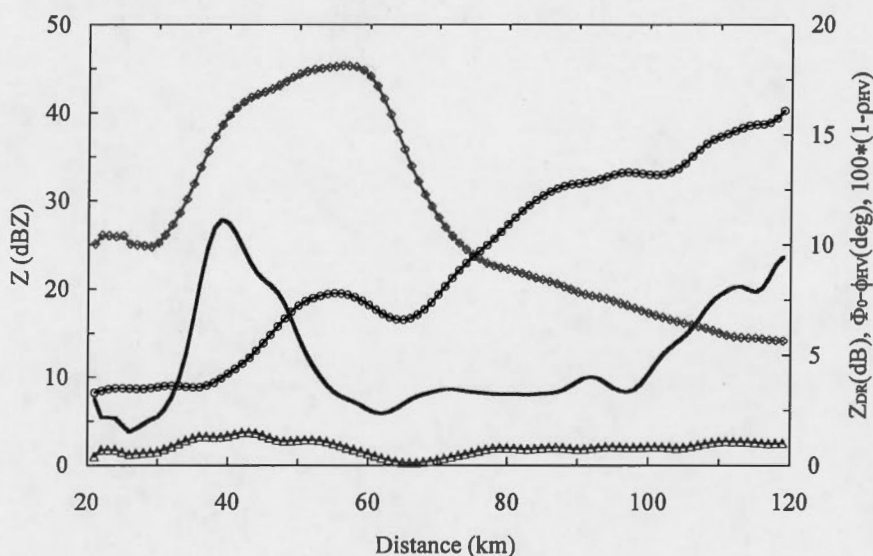


Figure 2.8 Profils radiaux des paramètres mesures du radar obtenus après 6 applications du filtre à trois points : Z_H , (ligne avec losanges), Z_{DR} , (ligne avec triangles), $\Phi_0 - \Phi_{HV}$, (ligne avec cercles) et $100*(1 - \rho_{HV})$, (ligne pleine).

Pour l'évaluation de l'effet de l'orientation des hydrométéores sur le déphasage différentiel il est essentiel de délimiter la couche de fusion. Si, pour le cas présentés auparavant, les limites avaient été déjà établies par les auteurs, dans le cas présent nous devons utiliser les grandeurs intrinsèques du radar pour les déterminer.

La couche de fusion est caractérisée par des maximums de la réflectivité et de la réflectivité différentielle et un minimum du coefficient de corrélation. Or, la signature de la couche de fusion est bien évidente dans la figure 2.8. La réflectivité radar passe rapidement de 25 dBZ à 30 km, à des valeurs qui dépassent 40 dBZ à approximativement 40 km. Elle parvient à un maximum de 46 dBZ à 60 km et à partir de ce maximum, elle décroît pour atteindre 25 dBZ à 72 km. Le profil du coefficient de corrélation varie fortement entre 27 et 63 km où il a un minimum de 0,89 [$100 \cdot (1 - \rho_{HV}) = 11$] à 39 km et est presque constant en dehors de cet intervalle jusqu'à environ 100 km. La diminution du coefficient de corrélation dans la couche de fusion est associée à la présence dans cette région d'un mélange de particules et les paliers observés autour du minimum indiquent un seul type de précipitation, respectivement pluie et neige.

Le profil de la réflectivité différentielle Z_{DR} présente une valeur de 0,8 dB presque constante dans la région de la neige. À 67 km, on observe un minimum de 0,1 qui est suivi par une croissance jusqu'à 1,5 dB à 42 km. C'est intéressant à remarquer que la pente est constante jusqu'à 51 km suivie d'une croissance plus faible. À partir de 30 km, la réflectivité différentielle est presque constante et égale à 0,55 dB.

Le profil du déphasage différentiel total montre une croissance constante et monotone jusqu'à 37 km suivie d'une augmentation de la pente. Un maximum relatif est atteint à 55 km. La région suivante est caractérisée par une pente négative. À environ 65 km, la pente redevient positive et plus forte que celle observée près du radar. Les valeurs caractéristiques de quantités mesurées par le radar correspondent aux plages des valeurs proposées dans la littérature (Doviak et Zrnica, 1993) tel que résumées dans le tableau 2.1.

Tableau 2.1

Quantités mesurées par un radar à double polarisation pour différents types de précipitations (d'après Doviak et Zrnica, 1993, p.271)

	Z_H (dBZ)	Z_{DR} (dB)	ρ_{HV}	K_{DP} (deg/km)
Bruine	< 25	0	> 0,99	0
Pluie	25 à 60	0,5 à 4	> 0,97	0 à 10
Neige sèche Moins dense	< 35	0 à 0,5	> 0,99	0 à 0,5
Neige mouillée Plus dense	< 45	0 à 3	0,8 à 0,95	0 à 2
Grêle < 2 cm	50 à 60	-0,5 à 0,5	> 0,95	-0,5 à 0,5
Grêle > 2 cm	55 à 70	< -0,5	> 0,96	-1 à 1
Pluie et grêle	50 à 70	-1 à 1	> 0,9	0 à 10

La délimitation de la couche de fusion représente un problème difficile à résoudre. En considérant le profil des quatre variables mesures, la couche de fusion a été située entre 37 et 67 kilomètres là où nous observons la croissance rapide suivie de la décroissance de Φ_0 . Une fois les limites de la couche de fusion établies, il est possible de calculer le déphasage différentiel de propagation et de rétrodiffusion de façon analogue à ce qu'on a présenté à la section 2.1.2 (fig. 2.9). Dans la même figure Φ'_0 est le profil de déphasage différentiel total qu'on observerait si δ était nul et la valeur pour le degré d'orientation en commun des hydrométéores était donné par les valeurs typiques pour chaque région de précipitation (fig. 2.10). Après le calcul du ϕ_{DP0} , nous évaluons le ρ'_2 qui permet de retrouver le profil de Φ_0 . Ce profil est comparé avec celui typique pour la couche de fusion (fig. 2.10). Il est clair que le minimum de ρ'_2 est de beaucoup inférieur à la valeur caractéristique de ρ_2 dans la couche de fusion.

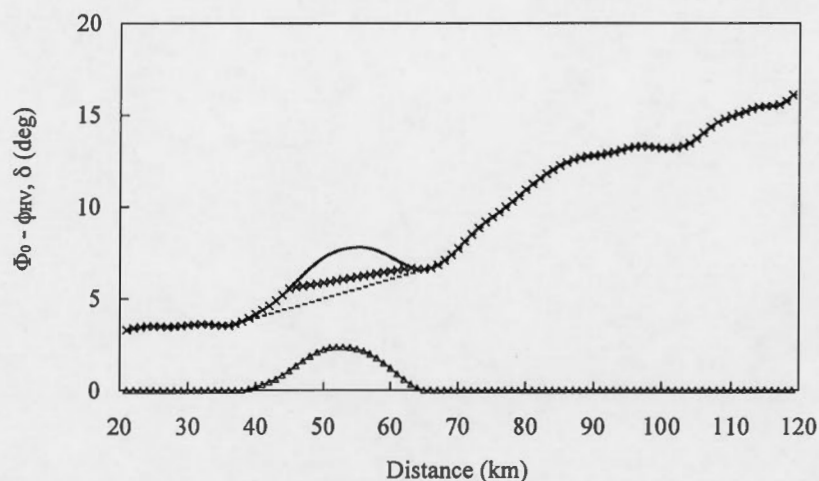


Figure 2.9 Profils radiaux des déphasages différentiels mesuré, Φ_0 (ligne pleine) et Φ'_0 (ligne avec croix), de propagation et de transmission, $\phi_{HV} + 2\phi_{DP0}$ (ligne en tirets), et de rétrodiffusion, δ_0 (ligne avec triangles).

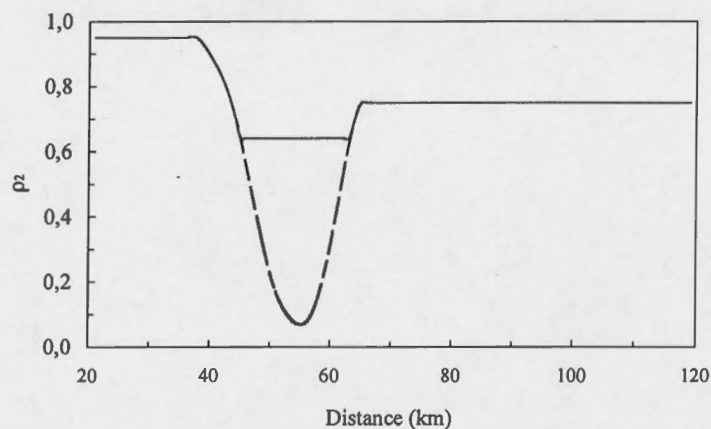


Figure 2.10 Profils radiaux des degrés d'orientations en commun des hydrométéores ρ_2 (ligne pleine) et ρ'_2 (ligne en tirets).

La différence entre les deux profils est alors interprétée comme étant due à la contribution du déphasage différentiel de rétrodiffusion. En utilisant le profil de ρ_2 de la figure 2.10, nous déterminons en utilisant les formules [2.2] et [2.4] le profil de $\phi_{HV} + 2\phi'_{DP}$ et de δ' , présentés dans la figure 2.11. Dans la même figure, on montre le

profil de δ_0 auquel δ' doit être comparé. Nous remarquons que les deux profils sont presque identiques, donc, dans cette situation, l'effet du degré d'orientation en commun des hydrométéores est faible. Ceci s'explique par la valeur du déphasage différentiel à la transmission ϕ_{HV} qui a une valeur de 82° et qui s'ajoute au déphasage de propagation et de rétrodiffusion. Le Φ_0 atteint des valeurs très proches de 90° là où l'effet de l'orientation devient négligeable, comme le montre la figure 1.8. Comme les valeurs pour δ' et δ_0 sont presque identiques, la taille des hydrométéores qui peuvent être responsables de ces déphasages n'est pas très différent non plus. D'après la fonction de dépendance entre le déphasage différentiel de rétrodiffusion et le diamètre des gouttes, nous constatons que des valeurs de $\delta' < 2,6^\circ$ et $\delta_0 < 2,4^\circ$ sont dues à des hydrométéores de taille plus petite qu'un centimètre.

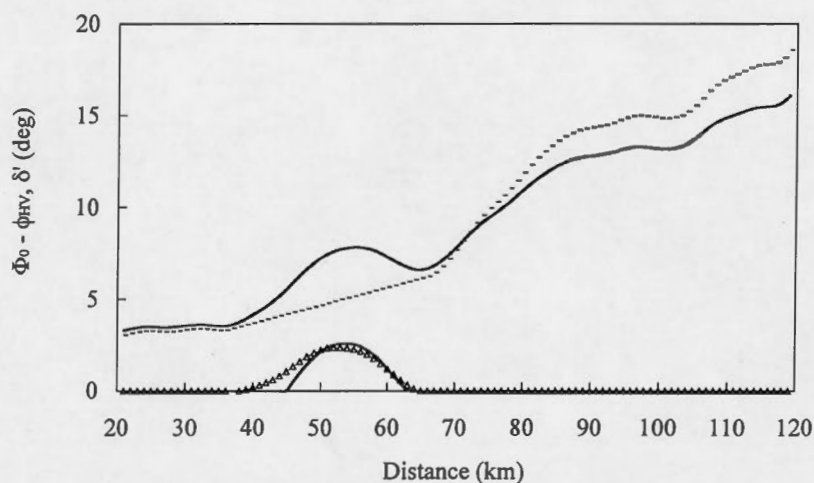


Figure 2.11 Profils radiaux des déphasages différentiels mesuré, Φ_0 (ligne pleine), de propagation et de transmission, $\phi_{HV} + 2\phi'_{DP}$ (ligne en tirets), et de rétrodiffusion, δ' (ligne pleine) et δ_0 (ligne avec triangles).

2.2 Conclusions et discussions

Nous avons analysé deux situations dans lesquelles le déphasage différentiel total mesuré par le radar a un gradient négatif qui est interprété dans la littérature comme dû au déphasage différentiel de rétrodiffusion. Dans le premier cas, tiré des données disponibles dans la littérature, la prise en considération de l'influence du degré en commun des hydrométéores dans l'analyse de l'anomalie change les valeurs du déphasage différentiel de rétrodiffusion. L'interprétation des processus microphysiques en cours dans la couche de fusion peut être différente selon que l'hypothèse d'équiorientation des hydrométéores présents dans cette couche est considérée ou non. La différence est particulièrement significative dans la situation décrite par Zrnic et al. (1993). Dans le cas du 22 septembre 1999, dont les données polarimétriques proviennent du radar de l'Université McGill, l'hypothèse sur le degré d'orientation en commun des hydrométéores ne modifie pas les résultats. Comme il a été montré dans la figure 1.8, l'effet du degré d'orientation en commun des hydrométéores est minimal pour des valeurs de Φ_0 proche de 90° . Dans ce cas, ϕ_{HV} était de 82° , ce qui situe les valeurs du déphasage différentiel total mesuré dans un intervalle de faible dépendance par rapport au degré d'orientation en commun des hydrométéores.

Les résultats obtenus indiquent que le gradient négatif du déphasage différentiel total observé dans la couche de fusion dépend du déphasage différentiel de rétrodiffusion, mais aussi de la variation du degré d'orientation en commun des hydrométéores.

Afin de mieux comprendre l'influence de ρ_2 sur les données de radar, une étude qui porte sur la contribution de ϕ_{DP} , ϕ_{HV} , δ et ρ_2 au déphasage différentiel total Φ_0 fait l'objet du prochain chapitre.

CHAPITRE III

ILLUSTRATION CONCEPTUELLE DU DEPHASAGE DIFFERENTIEL TOTAL

Dans ce chapitre, nous caractérisons par analyse numérique le comportement du déphasage différentiel total en fonction du déphasage différentiel de propagation, de transmission, de rétrodiffusion, et du degré d'orientation en commun des hydrométéores. L'influence de variations stochastiques du degré d'orientation en commun des hydrométéores sur l'estimation du déphasage différentiel de rétrodiffusion est aussi examinée.

3.1 Le déphasage différentiel total

Dans cette section, nous illustrons les différences entre la définition du déphasage différentiel total Φ (voir section 1.2.2) et sa mesure par radar Φ_0 dans un cas de couche de fusion. En s'inspirant du profil des données radar montré dans la figure 2.9, nous imposons un profil de Φ composé de segments de droite dans la pluie et dans la neige et par une variation de forme gaussienne dans la couche de fusion. Ce profil est montré dans la figure 3.1 et il est obtenu en utilisant l'équation [1.7] :

$$\Phi = \phi_{HV} + 2\phi_{DP} + \delta \quad (1.7)$$

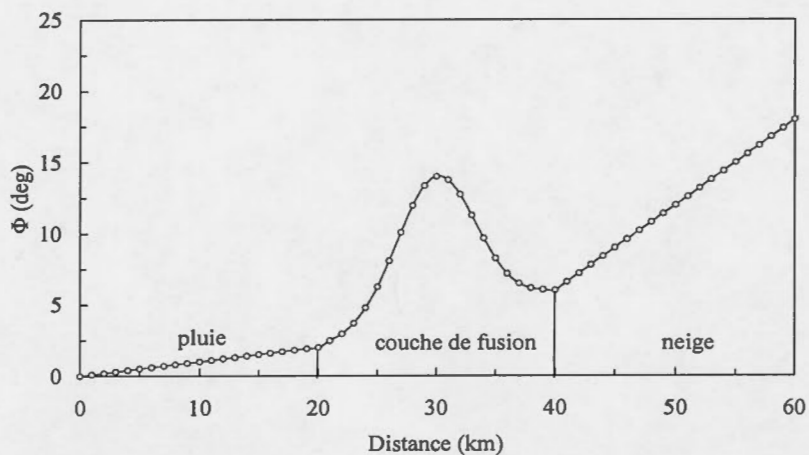


Figure 3.1 Profil radial modélisé du déphasage différentiel total défini, Φ . La variation de la pente délimite trois régions distinctes : la pluie, la couche de fusion et la neige.

3.1.1 Profil radial du déphasage différentiel de propagation, ϕ_{DP}

Les valeurs de ϕ_{DP} sont calculées à partir des valeurs de déphasage différentiel spécifique K_{DP} selon l'équation :

$$\phi_{DP} = \int_{r_i}^{r_f} K_{DP} dr \quad 3.1$$

Les valeurs de K_{DP} dépendent du type de précipitation. Les mesures de Φ_0 dans la figure 2.9 montrent que, dans la pluie, $K_{DPp} \approx 0,08$ deg/km; dans la couche de fusion, $K_{DPf} \approx 0,2$ deg/km et dans la neige, $K_{DPn} \approx 0,6$ deg/km. La figure 3.2 illustre ce profil de K_{DP} en fonction de la distance du radar et la figure 3.3 est obtenue en appliquant l'équation [3.1].

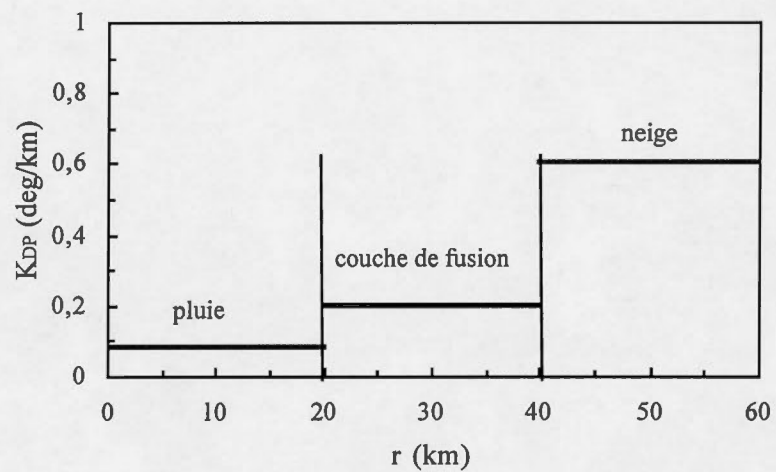


Figure 3.2 Valeurs du déphasage différentiel spécifique, K_{DP} , en fonction de la distance, pour les différents types de précipitations.

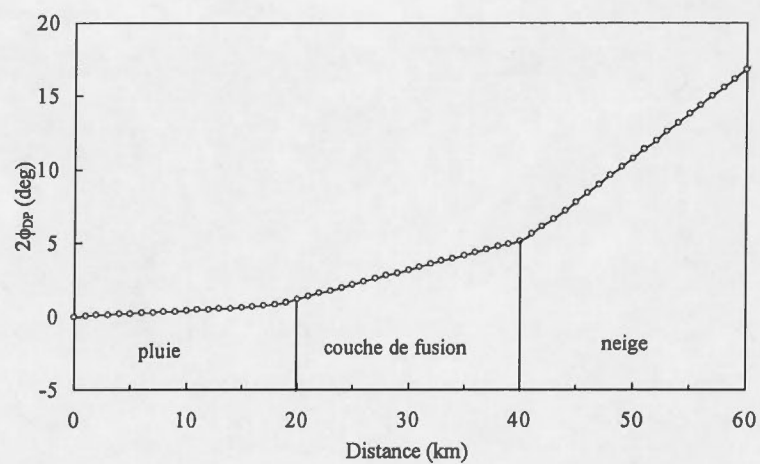


Figure 3.3 Profil radial de déphasage différentiel de propagation, $2\phi_{DP}$.

3.1.2 Profil radial du déphasage différentiel de rétrodiffusion, δ

À la bande S, pour la neige et la pluie (Sauvageot, 1982 ; Testud et al., 2000 ; Straka et al., 2000), l'approximation de Rayleigh s'applique et une valeur de 0° est attribuée à δ . Dans la région de la couche de fusion, nous modélisons le profil de δ par une fonction de type gaussien dont le maximum se situe au milieu de la couche de fusion. Les équations pour décrire la variabilité de δ sont :

$$\delta(r) = \begin{cases} 0, & r \in [0, d_1) \\ \hat{\delta} \exp \left[-\frac{18(r - \hat{r})^2}{(d_2 - d_1)^2} \right], & r \in [d_1, d_2] \\ 0, & r \in (d_2, 60] \end{cases} \quad (3.2)$$

où $\hat{\delta}$ est la valeur maximale de δ , $d_{1,2}$ respectivement les limites inférieure et supérieure de la couche de fusion et :

$$\hat{r} = \frac{d_1 + d_2}{2} \quad (3.3)$$

est la distance où $\delta = \hat{\delta}$.

Dans cette analyse, nous avons fixé a priori les limites de la couche de fusion à $d_1 = 20$ km et $d_2 = 40$ km et par conséquent $\hat{r} = 30$ km. En utilisant la relation [3.2] et en faisant varier la valeur de $\hat{\delta}$, nous obtenons différents profils de δ . La figure 3.4 nous montre un exemple de ces profils pour $\hat{\delta} = 10^\circ$.

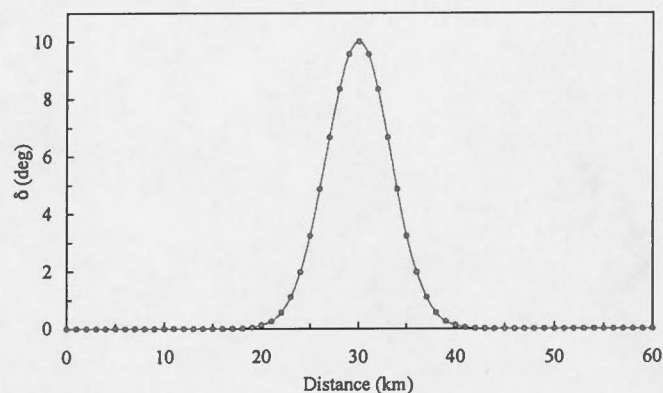


Figure 3.4 Profil du déphasage différentiel de rétrodiffusion, δ ($\hat{\delta} = 10^\circ$).

3.1.3 Profil radial du déphasage différentiel total, Φ

Nous avons maintenant tous les éléments nécessaires pour le calcul du profil de Φ à partir de l'équation [1.7]. La figure 3.5 montre Φ pour $\phi_{HV} = 0^\circ$ et $\hat{\delta} = 10^\circ$.

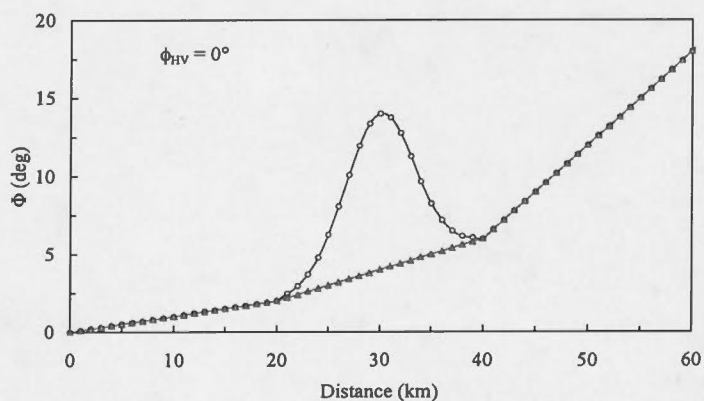


Figure 3.5 Profils radiaux du déphasage différentiel total défini, Φ (ligne avec cercles) et de propagation ϕ_{DP} (ligne avec triangles), avec $\phi_{HV} = 0^\circ$, $d_1 = 20$ km, $d_2 = 40$ km, $\hat{r} = 30$ km et $\hat{\delta} = 10^\circ$.

3.1.4 Profil du degré d'orientation en commun des hydrométéores, ρ_2

Tel que montré dans le tableau 1.1, la valeur typique de ρ_2 dans la pluie faible et modérée est $\bar{\rho}_{2p} = 0,95$, dans la neige $\bar{\rho}_{2n} = 0,75$ et dans la couche de fusion $\bar{\rho}_{2f} = 0,65$. En tenant compte de ces valeurs, nous représentons le profil de $\bar{\rho}_2(r)$ par une fonction de forme gaussienne asymétrique avec une valeur minimale au milieu de la couche de fusion donnée par la fonction suivante :

$$\bar{\rho}_2(r) = \begin{cases} \bar{\rho}_{2p}, & r \in [0, d_1) \\ -(\bar{\rho}_{2p} - \bar{\rho}_{2f}) \exp\left[-\frac{18(r - \hat{r})^2}{(d_2 - d_1)^2}\right] + \bar{\rho}_{2p}, & r \in [d_1, \hat{r}] \\ -(\bar{\rho}_{2n} - \bar{\rho}_{2f}) \exp\left[-\frac{18(r - \hat{r})^2}{(d_2 - d_1)^2}\right] + \bar{\rho}_{2n}, & r \in (\hat{r}, d_2] \\ \bar{\rho}_{2n}, & r \in (d_2, 60] \end{cases} \quad (3.4)$$

Ce profil de $\bar{\rho}_2(r)$ est représenté dans la figure 3.6.

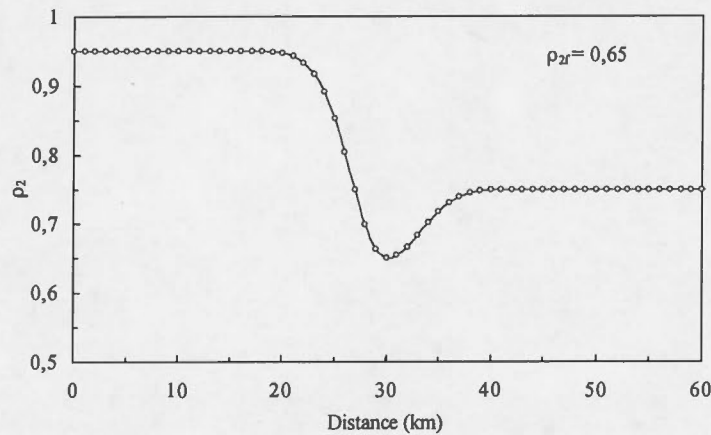


Figure 3.6 Profil radial du degré d'orientation en commun des hydrométéores, $\bar{\rho}_2(r)$.

3.1.5 Profil du déphasage différentiel total mesuré, Φ_0

En explicitant Φ_0 dans [1.13], on obtient :

$$\Phi_0 = \arctg[\bar{\rho}_2(r)\text{tg}\Phi(r)] \quad (3.5)$$

Alors, du profil de Φ (fig. 3.5), de ρ_2 (fig. 3.6) et de la relation [3.5], nous obtenons le profil de Φ_0 en fonction de ϕ_{HV} . Les figures 3.7 a) et b) montrent des exemples des profils de Φ et Φ_0 pour des valeurs de ϕ_{HV} de 0° , -45° et 45° et pour $\hat{\delta} = 10^\circ$.

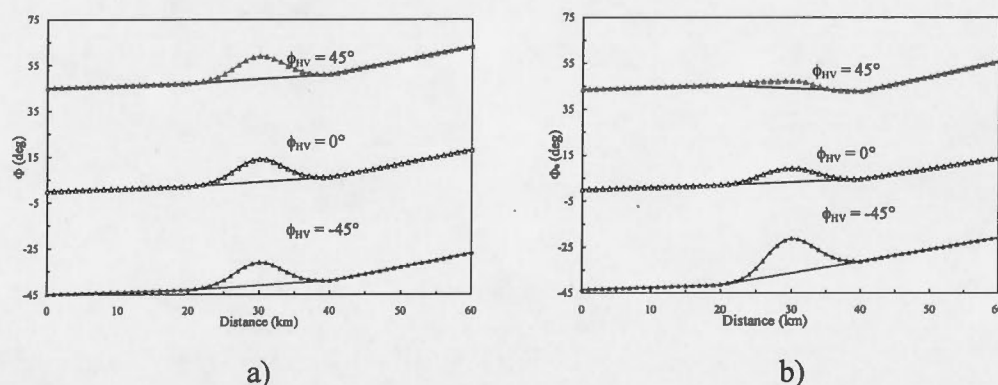


Figure 3.7 Profils radiaux du déphasage différentiel total (a) défini Φ et (b) mesuré Φ_0 (ligne avec triangles) et de propagation (ligne pleine), pour $\phi_{HV} = 45^\circ$, $\phi_{HV} = 0^\circ$ et $\phi_{HV} = -45^\circ$.

Ces figures montrent que Φ et Φ_0 dépendent différemment de ϕ_{HV} . Pour les valeurs de Φ , ϕ_{HV} est une constante additive, tandis que la dépendance de Φ_0 par rapport à ϕ_{HV} est non linéaire, ce qui se manifeste par des changements de la forme du profil en fonction de ϕ_{HV} (fig. 3.7b). Par conséquent, ce que le radar mesure ne dépend pas seulement des caractéristiques de la précipitation mais aussi de l'état de polarisation de l'onde transmise.

3.1.6 La variation de la phase δ en fonction de ϕ_{HV}

Comme mentionné auparavant (éq. [2.1]), Zrnic et al. (1993) déterminent δ en faisant la différence entre Φ_0 et ϕ_{DP} . Ce dernier est égal à Φ_0 dans les régions de pluie et de neige et est obtenu par interpolation linéaire dans la couche de fusion. La supposition d'un degré d'orientation en commun des hydrométéores égal à 1 est à la base de cette méthode. Nous avons noté le déphasage différentiel de rétrodiffusion obtenu par cette méthode par δ_0 .

Le déphasage différentiel de rétrodiffusion calculé en tenant compte de l'orientation des hydrométéores, δ' , est obtenu de l'équation [2.4]. Dans la figure 3.8, nous montrons les valeurs de δ_0 et δ' pour différentes valeurs de ϕ_{HV} et pour un $\hat{\delta} = 10^\circ$.

Les graphiques montrent que δ' est indépendant de ϕ_{HV} , tandis que δ_0 dépend de la polarisation de l'onde transmise. La figure 3.9 montre la dépendance entre $\hat{\delta}_0$ (la valeur maximum de δ_0) et ϕ_{HV} . Le fait de négliger la contribution de ρ_2 introduit une grande incertitude dans l'estimation du déphasage différentiel de rétrodiffusion. La figure 3.9 montre aussi le graphique de $\hat{\delta}'$, qui est indépendant de la polarisation de l'onde transmise.

Pour $\phi_{HV} = 45^\circ$, δ_0 présente des irrégularités (fig. 3.8) autour du point d'inflexion du profil de Φ_0 (fig. 1.6). Dans le cas de $\phi_{HV} = -45^\circ$, δ_0 ne montre pas ces irrégularités parce que les valeurs de Φ_0 varient entre -43° et -20° et son point d'inflexion est situé à -45° .

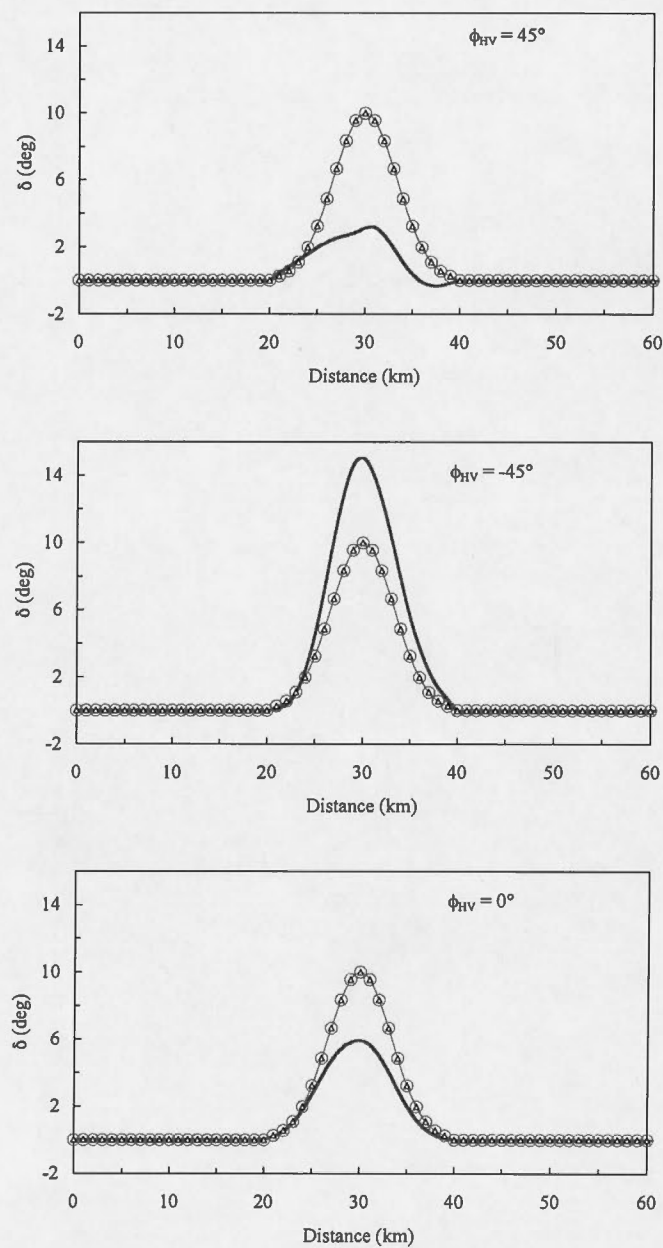


Figure 3.8 Profils des déphasages différentiels de rétrodiffusion, δ_0 (ligne pleine) et δ' (ligne avec triangles) et δ (ligne avec cercles), pour $\phi_{HV} = 45^\circ$, -45° et 0° .

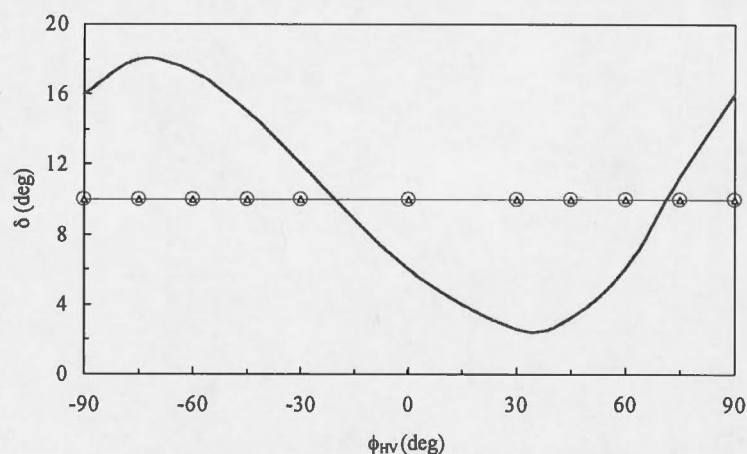


Figure 3.9 Variations des maxima des déphasages de rétrodiffusion, $\hat{\delta}_0$ (ligne pleine), $\hat{\delta}'$ (ligne avec triangles) et $\hat{\delta}$ (ligne avec cercles), en fonction de ϕ_{HV} .

3.2 Variations stochastiques de ρ_2

Les profils du degré d'orientation en commun des hydrométéores utilisés dans les sections précédentes sont basés sur les valeurs typiques de ρ_2 présentées dans le tableau 1.1. En réalité, les valeurs de ρ_2 dans une région de précipitation peuvent varier autour de ces valeurs typiques. Les variations de ρ_2 se traduisent par des variations dans la détermination des valeurs du déphasage différentiel de rétrodiffusion. Nous nous proposons ici d'étudier l'influence de ces variations sur l'estimation de δ' . Dans ce but, lors de calculs de Φ_0 , nous faisons varier ρ_2 de façon aléatoire dans un intervalle $\Delta\rho_2 = 0,1$ autour des valeurs typiques (fig. 3.10).

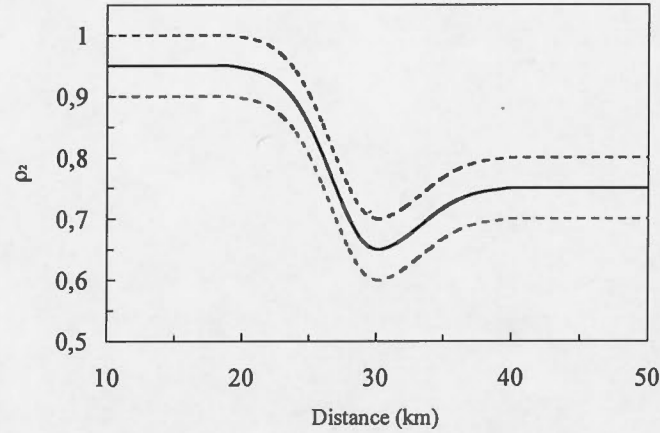


Figure 3.10 Intervalle de la variation stochastique du degré d'orientation en commun des hydrométéores, ρ_2 (la valeur maximale et la valeur minimum sont représentées par des lignes en tirets et la valeur typique par la ligne pleine).

Les valeurs perturbées $\tilde{\rho}_2$ du degré d'orientation en commun des hydrométéores sont obtenues par la relation :

$$\tilde{\rho}_2(r) = \begin{cases} 2\bar{\rho}_2(r) - \Delta\rho_2 - [\tilde{\rho}_2(r-1) + \varepsilon x], & \tilde{\rho}_2(r-1) + \varepsilon x < \bar{\rho}_2(r) - \frac{1}{2}\Delta\rho_2 \\ \tilde{\rho}_2(r-1) + \varepsilon x, & \bar{\rho}_2(r) - \frac{1}{2}\Delta\rho_2 \leq \tilde{\rho}_2(r-1) + \varepsilon x \leq \bar{\rho}_2(r) + \frac{1}{2}\Delta\rho_2 \\ 2\bar{\rho}_2(r) + \Delta\rho_2 - [\tilde{\rho}_2(r-1) + \varepsilon x], & \tilde{\rho}_2(r-1) + \varepsilon x > \bar{\rho}_2(r) + \frac{1}{2}\Delta\rho_2 \end{cases} \quad (3.6)$$

où x est une variable aléatoire distribuée selon une gaussienne normale (valeur moyenne $\bar{x} = 0$ et écart type $\sigma_x = 1$), $\varepsilon = \Delta\rho_2/5$ est l'incrément unitaire de variation.

La valeur $\tilde{\rho}_2(0)$ est prise uniformément distribuée dans l'intervalle $\rho_2(0) \pm \frac{1}{2}\Delta\rho_2$. La relation [3.6] montre que si les valeurs de $\tilde{\rho}_2(r-1) + \varepsilon x$ ne sont pas comprises dans l'intervalle $\rho_2(r) \pm \frac{1}{2}\Delta\rho_2$, elles y sont repliées. La figure 3.11 présente deux

réalisations de $\tilde{\rho}_2$. La figure 3.12 montre que le profil moyen $\langle \tilde{\rho}_2 \rangle$, après 50 réalisations, est très proche du profil basé sur les valeurs typiques de $\bar{\rho}_2$.

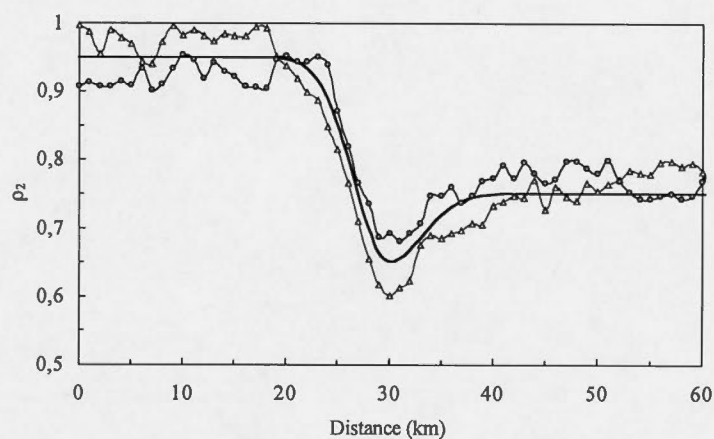


Figure 3.11 Deux exemples de profils de $\tilde{\rho}_2$ générés de façon stochastique (lignes avec cercles et avec triangles) et de $\bar{\rho}_2$ (ligne pleine).

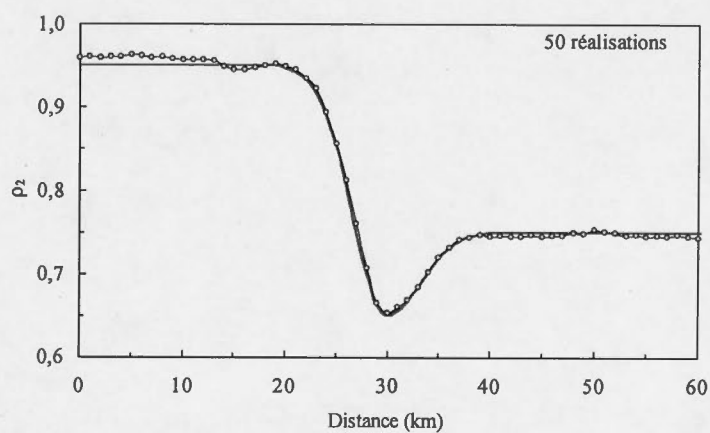


Figure 3.12 Comparaison entre la moyenne de 50 réalisations, $\langle \tilde{\rho}_2 \rangle$ (ligne avec cercles), et le profil typique $\bar{\rho}_2$ (ligne pleine).

Dans un intervalle $\Delta\rho_2 = 0,1$ symétrique autour de $\bar{\rho}_2$, l'écart-type de ρ_2 est de 0,029. La figure 3.13 montre les écarts type de $\tilde{\rho}_2$ calculés en fonction de la distance en faisant varier ρ_2 selon l'équation [3.6] pour 50 et 100 réalisations. La figure montre que les valeurs des écarts-type fluctuent autour de la valeur moyenne 0,029 et les fluctuations diminuent en fonction du nombre de réalisations. On peut ainsi dire que le profil perturbé $\tilde{\rho}_2$ s'approche de la valeur typique $\bar{\rho}_2$ après 50 réalisations.

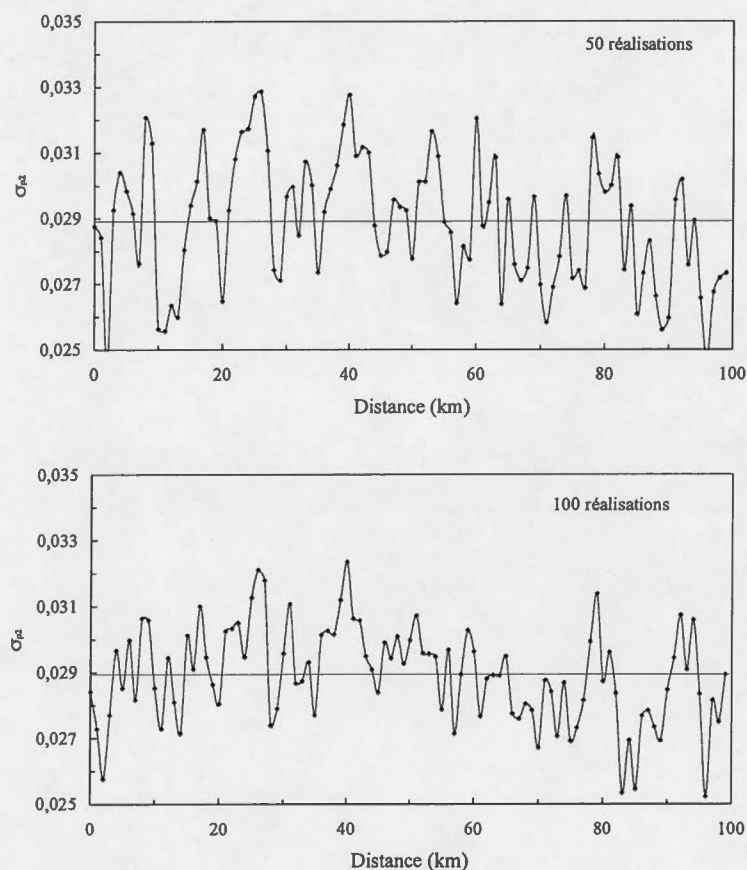


Figure 3.13 Valeurs des écarts type de $\tilde{\rho}_2$ en fonction de la distance, pour 50 et 100 réalisations.

3.2.1 Variation de δ en fonction de variations de $\tilde{\rho}_2$

Pour chaque profil de $\tilde{\rho}_2$, nous obtenons un profil de δ' . Nous montrons, dans la figure 3.14, les deux profils de $\tilde{\delta}'$ obtenus en utilisant les profils de $\tilde{\rho}_2$ que nous avons montré dans la figure 3.11. Nous remarquons des faibles variations de $\tilde{\delta}'$ par rapport au profil de δ' obtenu à l'aide des valeurs typiques de ρ_2 .

La figure 3.15 montre que le profil moyen $\langle \tilde{\delta}' \rangle$ obtenu après 50 réalisations se confond complètement avec le profil de δ' obtenu à l'aide de $\bar{\rho}_2$, ce qui indique une faible dépendance de δ' par rapport aux fluctuations de ρ_2 . L'écart type de $\langle \tilde{\delta}' \rangle$ au milieu de la couche de fusion pour un $\phi_{HV} = 15^\circ$ est de $0,48^\circ$.

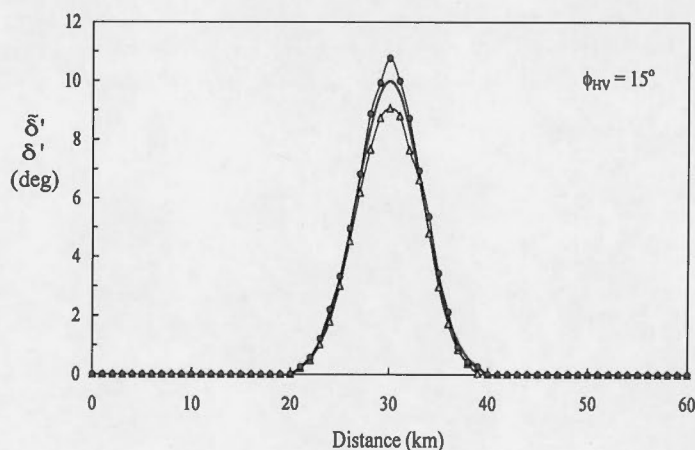


Figure 3.14 Deux exemples de profils radiaux de $\tilde{\delta}$ (lignes avec cercles et avec triangles) qui correspondent aux profils de $\tilde{\rho}_2$ de la figure 3.11 et de δ' (ligne pleine).

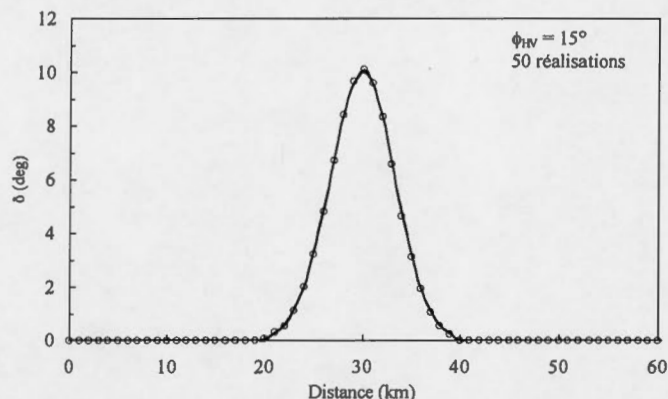


Figure 3.15 Comparaison entre la moyenne de $\langle \tilde{\delta}' \rangle$ (ligne avec cercles), correspondant à 50 réalisations de $\tilde{\rho}_2$, et le profil de δ' (ligne pleine).

3.3 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons obtenu par modélisation numérique des profils de Φ_0 en fonction des profils de Φ , de ρ_2 , et de δ en fonction de ϕ_{HV} . Nous constatons que :

1. la forme des profils de Φ_0 varie en fonction de ϕ_{HV} . Donc, Φ_0 , ainsi que δ_0 , sont fonctions de l'état de la polarisation transmise;
2. les valeurs du déphasage différentiel de rétrodiffusion δ' obtenues en tenant compte du degré d'orientation en commun des hydrométéores sont, par contre, indépendantes de ϕ_{HV} ;
3. le profil $\langle \tilde{\rho}_2 \rangle$, établi en moyennant 50 profils de degré d'orientation en commun des hydrométéores obtenus de façon stochastique, tend vers le profil de $\bar{\rho}_2$ obtenu en utilisant les valeurs typiques dans chaque région de précipitation;

4. le profil $\langle \tilde{\delta}' \rangle$ établi en moyennant 50 profils stochastiques de ρ_2 , tend vers le profil de δ' calculé en considérant le profil type de ρ_2 .
5. les fluctuations de $\tilde{\rho}_2$ ont peu d'influence sur la variation de $\langle \tilde{\delta}' \rangle$.

Le modèle présenté dans ce chapitre illustre le comportement du déphasage différentiel total Φ_0 dans un cas de couche de fusion. Ce paramètre n'est pas influencé seulement par le déphasage différentiel de rétrodiffusion mais aussi par l'état de polarisation du radar et l'état d'orientation des particules précipitantes. Dans le prochain chapitre, nous présentons la méthodologie que l'on applique aux données de radar en bande S de l'Université McGill pour le traitement d'un plus grand volume de données de radar.

CHAPITRE IV

DONNÉES DE RADAR ET MÉTHODOLOGIE D'ANALYSE

Dans ce chapitre, nous présentons les données de radar et précisons les éléments de la méthodologie pour les analyser. Dans la perspective de traitement d'un grand nombre de cas, nous déterminons aussi un algorithme pour le traitement informatique des données de radar permettant de déterminer les régions où le comportement du déphasage différentiel total présente un gradient radial négatif.

4.1 Les caractéristiques du radar de l'Université McGill

L'observatoire radar J. S. Marshall de l'Université McGill, qui fait partie du réseau canadien des radars, est situé à Sainte-Anne-de-Bellevue, à 30 km à l'ouest de Montréal, et il est utilisé pour la surveillance météorologique dans la région montréalaise. Il est pourvu d'un système radar à double longueur d'onde, à double polarisation et à effet Doppler. Le radar en bande S exploite l'effet Doppler depuis 1992 et la polarisation des ondes électromagnétiques depuis 1999. Les informations polarimétriques sont obtenues par la transmission de radiations polarisées elliptiquement et par la réception simultanée des composantes polarisées horizontalement et verticalement des échos. Il mesure alors Z_H , Z_{DR} , ρ_{HV} , Φ_0 , la vitesse radiale Doppler et il permet ainsi d'identifier le type d'hydrométéores dans le volume sondé. Le tableau 4.1 reprend quelques caractéristiques techniques de ce radar. De plus, le cycle de balayage du radar est de 5 minutes. Les données sont collectées à 24 élévations (à partir de $0,5^\circ$ jusqu'à $34,4^\circ$). La résolution spatiale est de

1 km en distance radiale et de 1° en azimuth. Grâce à son cycle rapide, ce radar rend possible l'observation de l'évolution des événements météorologiques violents.

Tableau 4.1
Caractéristiques techniques du radar en bande S de l'Université McGill

Longueur d'onde	10,4 cm
Puissance de crête	250 kW
Largeur de faisceau (horizontal et vertical)	$0,81^\circ$ et 1°
PRF (fréquence de répétition des impulsions)	1197,60 Hz
Portée (distance maximale d'observation non-ambiguë)	125,25 Km
Vitesse de Nyquist	31,16 m/s
Signal minimal détectable	-5 dBZ à 10 Km

4.2 Le cas du 29 octobre 2003

Les données utilisées dans notre étude correspondent à un cas de pluie stratiforme qui a été observé dans la région de Montréal le 29 octobre 2003 et pour lequel les informations polarimétriques sont disponibles. Les systèmes de précipitations stratiformes sont caractérisés par une couverture nuageuse spatiale étendue et de longue durée. La connaissance des valeurs caractéristiques de la réflectivité pour la pluie, pour la couche de fusion et pour la neige, ainsi que les valeurs caractéristiques de la vitesse verticale, aident à l'identification des diverses régions de précipitation dans les images de radar. La figure 4.1 montre la représentation en coordonnées hauteur-temps de la réflectivité radar et du mouvement vertical pour le 29 octobre 2003. L'image provient du radar visant à la verticale (VPR) de l'observatoire radar J. S. Marshall. Le profil de réflectivité montre la présence d'une couche de fusion à une hauteur d'approximativement 2,5 km, entre

12h et 17h TU. Nous utilisons seulement trois heures des données, de 14h à 17h TU, période de temps durant laquelle la couche de fusion est bien définie.

La signature radar de la couche de fusion est reliée à la fusion des hydrométéores, ce qui a comme conséquence une forte augmentation de la réflectivité en bas de l'isotherme à 0°C. Cette augmentation peut être observée très bien dans la figure 4.1a. Proche du sol, la réflectivité a des valeurs entre 20 et 30 dBZ, ce qui correspond à la région de pluie. La région au-dessus, où la réflectivité varie entre 30 et 40 dBZ (en rouge sur cette image), est la couche de fusion et, finalement, plus haut, les valeurs de réflectivité entre 0 et 20 dBZ sont caractéristiques de la neige. La couche de fusion est visible entre 1,8 et 2,5 km de hauteur. Notons, dans la figure 4.1b le changement de la vitesse verticale en passant de la neige, 0 et 2 m/s, à la couche de fusion, 2 et 3 m/s, et enfin à la pluie, 4 et 6 m/s.

Les images radar panoramiques à 14:48 TU dans la figure 4.2 montrent les quatre paramètres de mesures du radar : la réflectivité Z_H , la réflectivité différentielle Z_{DR} , le déphasage différentiel total Φ_0 et le coefficient de corrélation ρ_{HV} . Le radar est situé au centre de chaque image et l'antenne fait un mouvement de balayage azimutal complet de 360° à angle d'élévation constant égal à 2,7°. Le nord correspond à l'azimut 0° et l'ouest à l'azimut 270°. La couche de fusion, bien visible, est mise en évidence par deux cercles. Dans l'analyse qui suit, nous utilisons les données pour lesquelles la couche de fusion est mieux définie et ses caractéristiques sont plus prononcées. La région estompée, secteur entre les azimuts 50° et 180°, est éliminée de nos analyses.

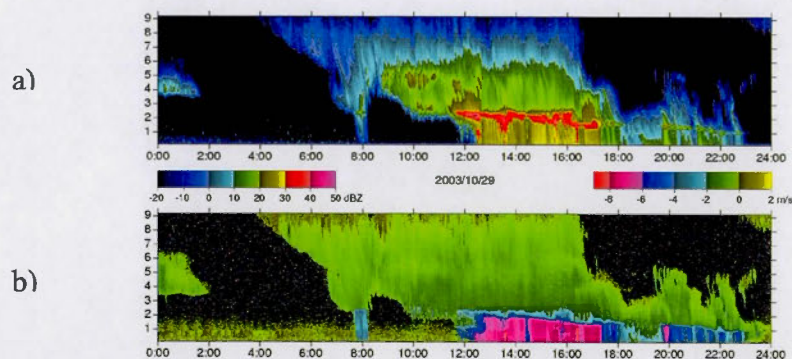


Figure 4.1 Réflectivité (a) et mouvement vertical (b) en coordonnées hauteur-temps pour un cas de couche de fusion (29 octobre 2003).

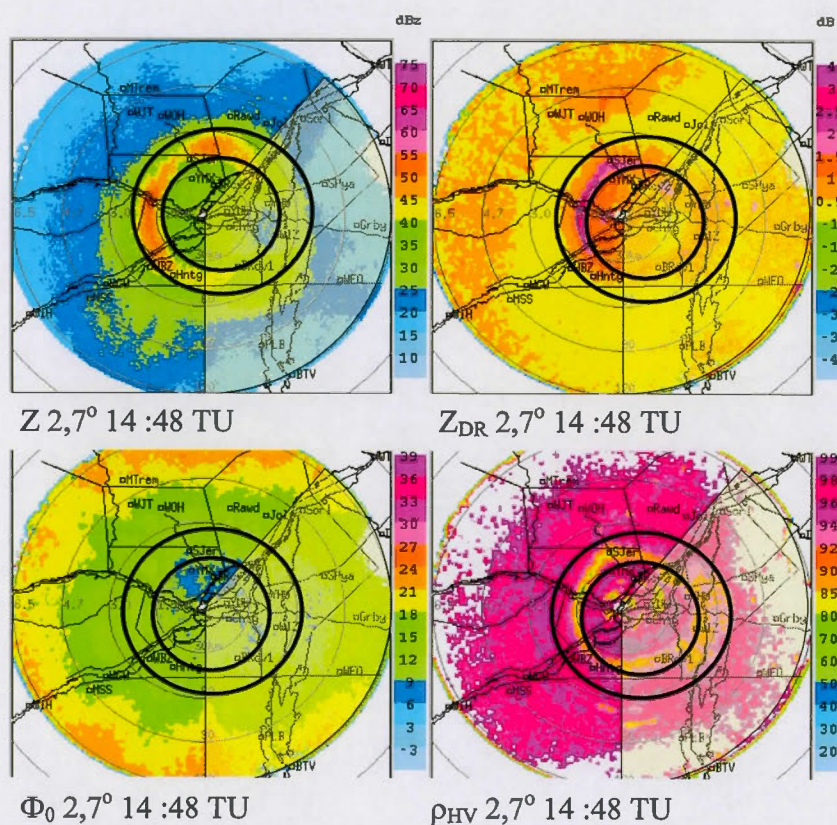


Figure 4.2 Image PPI du cas de couche de fusion du 29 octobre 2003. Chaque cadre représente un observable radar, respectivement, de gauche à droite et du haut en bas la réflectivité, la réflectivité différentielle, le déphasage différentiel total et le coefficient de corrélation.

4.3 Détermination de ϕ'_{DP} et de δ' en tenant compte de ρ_2

L'étude réalisée par Torlaschi et Gingras (2000), décrite dans la section 1.5, montre que le déphasage différentiel mesuré par le radar, Φ_0 , inclut, dans sa structure, l'orientation des hydrométéores, ρ_2 . L'expression [1.13] relie le déphasage différentiel total mesuré au déphasage intrinsèque, Φ . Il est évident de l'équation [1.13] que les deux déphasages sont égaux seulement quand les hydrométéores sont équiorientés ($\rho_2 = 1$). En pratique, cette condition est valable seulement dans un cas de pluie forte. Or, afin de calculer le déphasage différentiel de propagation, ϕ'_{DP} , et de rétrodiffusion, δ' , il faut déterminer préalablement les limites inférieure et supérieure de la région où le déphasage différentiel total présente un gradient négatif.

4.3.1 Le filtrage des données radar

La figure 4.3 montre un profil radial de données de radar à 14:49 TU, à une élévation de $2,7^\circ$ et à un azimut de 273° . Les grandeurs intrinsèques du radar correspondent aux profils radiaux de Z_H , Z_{DR} , ρ_{HV} et $\Phi_0 - \phi_{HV}$. La phase à la transmission ϕ_{HV} est fournie dans l'en-tête des enregistrements en présentation panoramique des données de radar et dans ce cas $\phi_{HV} = 0^\circ$. Les données contaminées par des échos de terrain sont identifiées à l'origine et elles sont éliminées de nos graphiques.

Les données dans la figure 4.3 sont bruitées et il faut réduire le niveau de bruit avant de procéder à leur analyse. L'application alternée, dans la direction radiale et azimutale, d'un filtre FIR à 3 points (app. A) élimine les hautes fréquences du signal. C'est un filtrage bidimensionnel où la valeur à chaque point est obtenue en fonction aussi des valeurs de points voisins. Le filtre est appliqué quatre fois respectivement dans la direction azimutale et dans la direction radiale. Pour ne pas nuire à

l'information, le nombre d'itérations a été déterminé de façon analogue à ce que nous avons présenté dans la section 2.2.

La figure 4.4 montre, à un azimuth de 273° , les profils Z_H , Z_{DR} , ρ_{HV} et Φ_0 après l'application du filtre aux données de 14:49 TU. Les profils filtrés des grandeurs intrinsèques du radar ajustent bien les données originales bruitées.

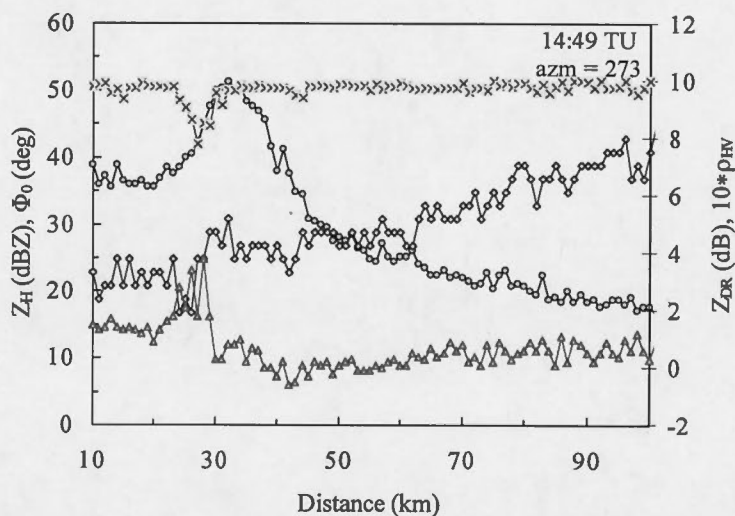


Figure 4.3 Profils radiaux, mesurés par le radar de la réflectivité Z_H (ligne avec cercles), de la réflectivité différentielle Z_{DR} (ligne avec triangles), du coefficient de corrélation $10*\rho_{HV}$ (ligne avec croix) et du déphasage différentiel total Φ_0 (ligne avec losanges).

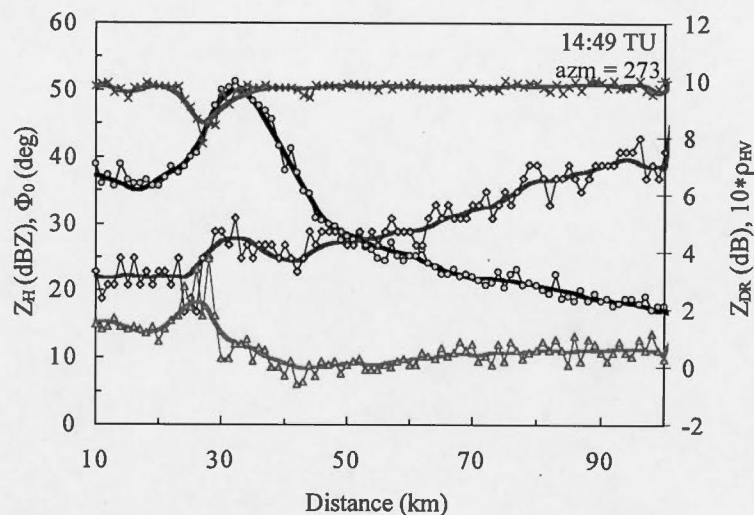


Figure 4.4 Profils radiaux donnés par le radar (même légende que dans la figure 4.3) et les profils filtrés (lignes pleines) de la réflectivité Z_H , de la réflectivité différentielle Z_{DR} , du coefficient de corrélation $10*\rho_{HV}$ et du déphasage différentiel total Φ_0 .

4.3.2 Délimitation de la zone d'anomalie

Nous passons ici en revue les méthodes qui ont fait l'objet d'études pour l'identification à la fois des régions de gradient négatif du déphasage différentiel total ou de la couche de fusion. Hubbert et Bringi (1995) ont développé une méthodologie qui leur a permis d'éliminer les régions où Φ_0 présente un gradient radial négatif. La méthode consiste en l'application alternée de deux filtres (IIR, « filtre à réponse impulsionnelle infinie » employé pour éliminer les basses fréquences, et FIR, décrit dans l'app. A) jusqu'à l'élimination de l'anomalie. Dans leur travail, ils utilisent un cas de grêle où l'anomalie est très apparente. Cependant, son application à des cas de couche de fusion, où les effets sont plus modérés, ne permet pas d'identifier la région où on observe un comportement inattendu de Φ_0 (fig. 4.5).

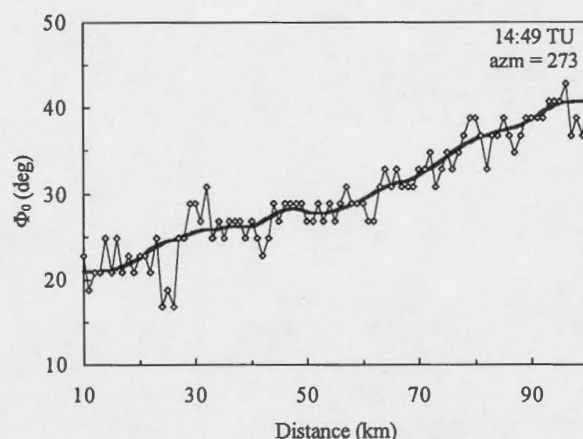


Figure 4.5 Profils radiaux des déphasages différentiels mesuré, Φ_0 (ligne avec losanges), et filtré (ligne pleine) obtenus par la méthode de filtrage alterné de Hubbert et Bringi, 1995.

Fabry et Zawadzki (1995) utilisent les observations d'un radar à visée verticale (VPR) pour déterminer la limite supérieure de la couche de fusion, limite qui coïncide avec le maximum de la courbure du profil vertical de réflectivité autour de son maximum. Cependant, Brandes et Ikeda (2004) affirment que l'augmentation de la réflectivité observée dans la partie supérieure de la couche de fusion peut être due à la croissance des particules et aussi à l'agrégation. Il est habituel que l'augmentation de la réflectivité commence quelques centaines de mètres au-dessus du niveau de fusion et bien avant que les signatures de la couche de fusion soient apparentes dans d'autres mesures polarimétriques.

Les mesures polarimétriques sont sensibles à la dimension, la forme, l'orientation, la phase et la densité des particules. Chaque type particulier des hydrométéores a ses caractéristiques spécifiques (tableau 2.1). Étant donné que les signatures polarimétriques ne sont pas uniques pour chaque type de précipitation, une technique de discrimination des hydrométéores connue sous le nom de « logique floue » a été développée par Vivekanandan et al. (1999). La méthodologie proposée utilise des « fonctions d'appartenance » pour déterminer jusqu'à quel degré une valeur intrinsèque du radar (la réflectivité radar, la réflectivité différentielle, etc.) appartient

à une classification particulière de type de précipitation (pluie, grêle, neige, etc.). L'algorithme décrit par Vivekananden et al. (1999) est capable de discriminer différents types de particules. La position de la couche de fusion peut alors être détectée avec la logique floue. Cette technique de la logique floue a été introduite au radar de l'Université McGill et la figure 4.6 montre un exemple de classification pour les données du 29 octobre 2003. La technique permet de discerner 13 types de particules, les échos de terrain (GRN), et les oiseaux et les insectes (UFO). La figure montre que, proche du radar, normalement dans la région de la pluie, la logique floue identifie presque partout une couche de fusion (WSn, la neige mouillée). Les résultats obtenus sont généralement bons, mais la méthode doit être perfectionnée pour que la détection se fasse correctement dans toutes les régions, notamment dans la zone de pluie, particulièrement importante dans notre étude.

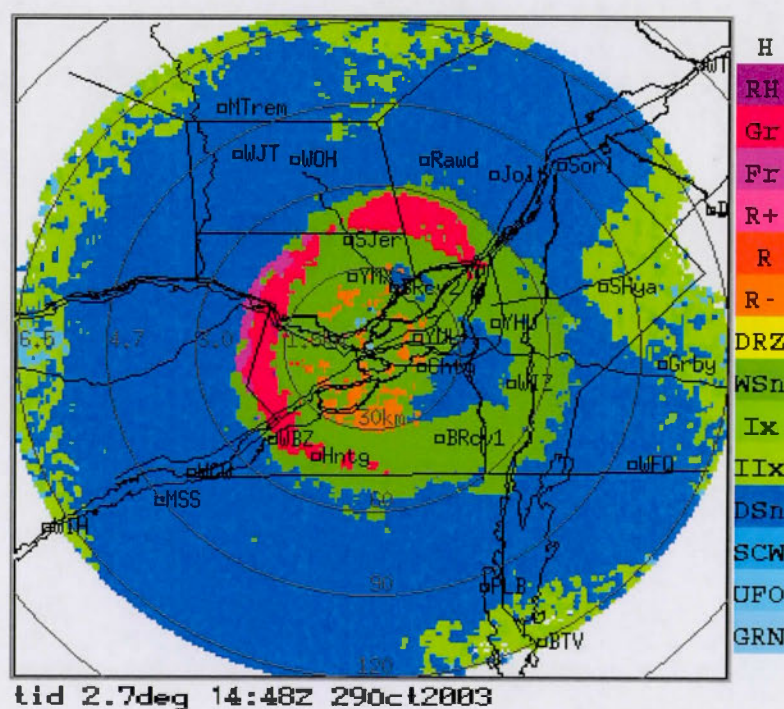


Figure 4.6 Exemple d'identification des différents types de précipitation par la logique floue. Données du radar de l'Université McGill, le 29 octobre 2003.

La méthode proposée par Giangrande et Ryzhkov (2004) est basée sur des valeurs caractéristiques de la couche de fusion. Elle est illustrée pour des cas de couche de fusion observée en juin 2003 en Oklahoma. C'est bien connu que la couche de fusion est caractérisée par un minimum de ρ_{HV} associé à des maximums de Z et Z_{DR} . Les positions de ces extrêmes ne coïncident pas en hauteur. Fréquemment, nous observons que le maximum de Z_H est situé à une hauteur plus élevée que le maximum de Z_{DR} ou le minimum de ρ_{HV} . Les auteurs considèrent qu'entre ces trois grandeurs du radar, la signature la plus utile pour une localisation de la couche de fusion est donnée par ρ_{HV} . Pour chaque profil radial, la procédure commence avec l'identification de la région où ρ_{HV} prend de valeurs entre 0,9 et 0,97. Ensuite, un point de cette région est considéré comme appartenant à la couche de fusion, si son Z_H est compris entre 30 et 47 dBZ et Z_{DR} est plus grand que 0,8 dB. L'application de cet algorithme à nos données n'a pas donné des résultats acceptables.

En absence de critères applicables aux données dont nous disposons, nous avons analysé par inspection visuelle, le comportement des variables polarimétriques dans la région d'intérêt. Tout le monde s'entend sur le fait que la couche de fusion est caractérisée par un maximum de réflectivité (Z_{HMax}), un maximum de réflectivité différentielle (Z_{DRMax}) et un minimum de coefficient de corrélation (ρ_{HVmin}) (Zrnic et al., 1993; Ryzhkov et Zrnic, 1997; Ikeda et Brandes, 2003). Par conséquent afin de délimiter l'anomalie, c'est-à-dire la région où se trouve le gradient négatif du déphasage différentiel total, nous déterminons Z_{HMax} , Z_{DRMax} , et ρ_{HVmin} . La méthodologie est la suivante :

- 1) Localisation de la distance radiale de Z_{HMax} , $r_{Z_{HMax}}$, pour tous les azimuts et tous les enregistrements des données en présentation panoramique.
- 2) Localisation de la distance radiale de Z_{DRMax} , $r_{Z_{DRMax}}$, et ρ_{HVmin} , r_{min} , autour du maximum de la réflectivité radar, i.e., dans l'intervalle radial $(r_{Z_{HMax}} - 15 \text{ km}) < r < (r_{Z_{HMax}} + 15 \text{ km})$.

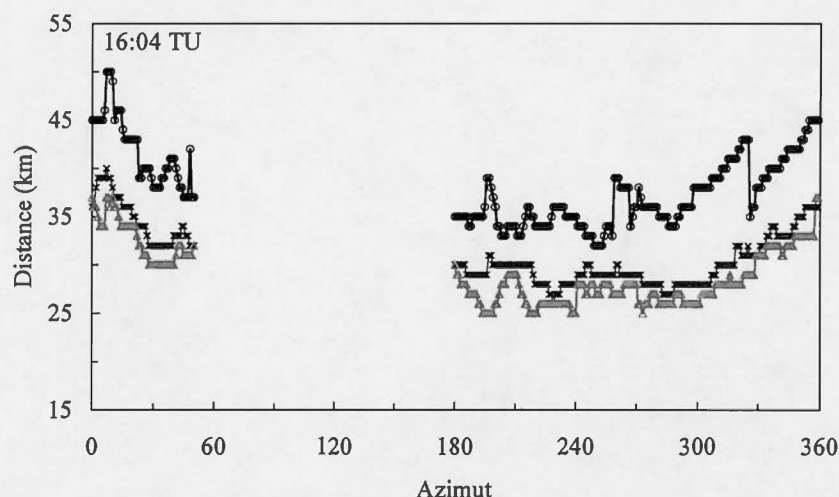


Figure 4.7 Les positions des maximums de la réflectivité radar (ligne avec cercles), de la réflectivité différentielle (ligne avec triangles), et le minimum du coefficient de corrélation (ligne avec croix), en fonction de l'azimut à 16:04 TU.

La figure 4.7 présente les résultats à 16:04 TU pour les azimuts situés dans les secteurs de 0° à 50° et de 180° à 360° .

Le secteur de 50° à 180° a été éliminé dans notre analyse. Dans cette région, les critères choisis pour délimiter l'anomalie n'ont pas été rencontrés, la position de Z_H ou de ρ_{HV} n'a pas été détectée correctement parce que la couche de fusion n'est pas bien définie. Comme notre but de travail n'est pas de détecter les limites de la couche de fusion, nous avons décidé de soustraire ces données de notre analyse, ce qui facilite le traitement des données et élimine aussi les ambiguïtés liées aux résultats. La distance radiale appréciable entre les maximums de Z_H et de Z_{DR} montre que les hydrométéores ont des tailles assez grandes pour survivre à une longue chute. Les hydrométéores sont plus déformés (position du maximum de Z_{DR}) au-dessous de la hauteur où ils ont leur taille maximale (position du maximum de Z_H) comme Zrnica et al. (1993) ont observé. Nous remarquons aussi, dans la figure 4.7, que les minimums de ρ_{HV} sont situés entre les maxima de Z_H et Z_{DR} , très proches en distance des

maximums de Z_{DR} .

Le minimum de ρ_{HV} est facilement observable (fig. 4.4) et est un bon indicateur de la région où il y a un mélange de différents types de particules. Nous utilisons donc ρ_{HV} comme indicateur de la région de la couche de fusion et, pour décrire son allure, nous utilisons une fonction de type gaussien (app. B) ayant des écarts-types σ_I et σ_S différents de chaque côté de r_{min} . La figure 4.8 présente un exemple de ce modèle. Les valeurs de σ_I et σ_S sont déterminées par l'ajustement des données de radar par la méthode des moindres carrés. En ligne pleine, nous avons représenté les valeurs de ρ_{HV} enregistrées à 15:44 TU et en lignes avec cercles et avec triangles les profils obtenus par ajustement avec les fonctions de type gaussien avec $\sigma_I = 2,76$ et un $\sigma_S = 4,44$. La figure 4.9 montre les valeurs des écarts-type, σ_I et σ_S , à chaque azimuth retenu de l'enregistrement de 16:04 TU.

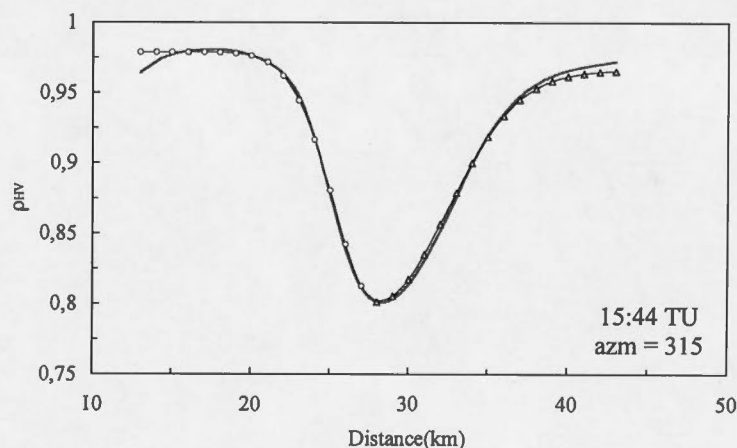


Figure 4.8 Exemple d'ajustement du coefficient de corrélation (ligne pleine) à deux fonctions de type gaussien, par méthode des moindres carrés. La région d'intérêt est de 30 km et centrée autour du minimum de ρ_{HV} : $r_{min} - 15$ km ρ_{HV_I} (ligne avec cercles), et $r_{min} + 15$ km ρ_{HV_S} (ligne avec triangles).

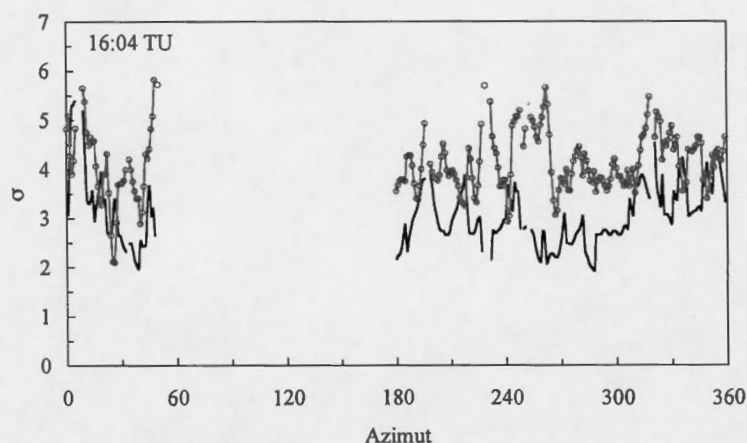


Figure 4.9 Les écarts-type σ_I (ligne pleine) et σ_S (ligne avec cercles) pour un enregistrement (16:04 TU) et différents azimuts (0° à 50° et 180° à 360°).

Or, notre but n'est pas d'établir les limites de la couche de fusion, mais plutôt celles de la région où le comportement de Φ_0 est anomal, impliquant un gradient négatif. Pour cela, nous avons déterminé, par inspection visuelle des données de Φ_0 , la distance radiale du début, r_I , et de la fin, r_S , de l'anomalie. Exemple : pour la figure 4.4, cela équivaut à $r_I = 24$ km et $r_S = 43$ km. Les intervalles $[r_I, r_{\min}]$ et $[r_{\min}, r_S]$ sont mesurés en utilisant σ_I et σ_S respectivement comme étalon et leur valeur est donnée par :

$$\Delta_{r_I} = (r_{\min} - r_I) / \sigma_I \quad (4.2)$$

et

$$\Delta_{r_S} = (r_S - r_{\min}) / \sigma_S \quad (4.3)$$

Dans les figures 4.10 et 4.11, nous présentons les valeurs de Δ_{r_I} et Δ_{r_S} pour l'enregistrement de 16:04 TU. La moyenne de Δ_{r_I} et Δ_{r_S} est respectivement d'environ 1,5 et 5 et, dans ce qui suit, nous utilisons ces valeurs pour estimer, à l'aide des équations [4.2] et [4.3], la limite inférieure \hat{r}_I et supérieure \hat{r}_S de la région de l'anomalie.

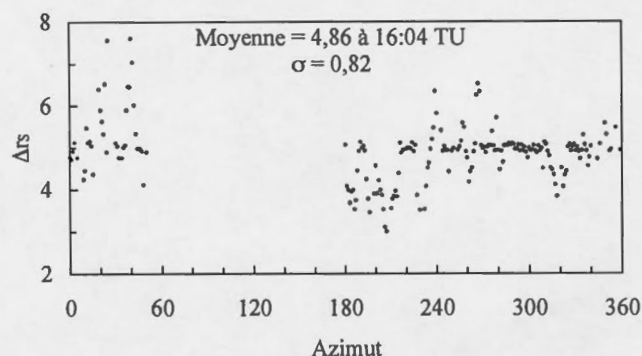


Figure 4.10 Le facteur multiplicatif, en fonction de l'azimut, qui doit être appliqué à σ_s pour trouver les limites supérieures.

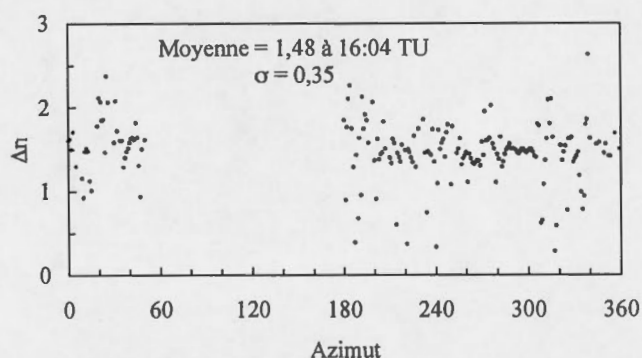


Figure 4.11 Le facteur multiplicatif, en fonction de l'azimut, qui doit être appliqué à σ_l pour trouver les limites inférieures.

La comparaison des limites déterminées par inspection visuelle des données et par la méthode décrite ci-dessus (fig. 4.12 et 4.13) montre que l'algorithme proposé surestime parfois la limite supérieure (régions encerclées dans les graphiques). Dans les figures 4.14 et 4.15, nous présentons respectivement les diagrammes de dispersion entre r_l et r_s et leurs estimés. Les coefficients de corrélation dépassent 80% pour la limite supérieure et 90% pour la limite inférieure. Ceci indique une bonne habilité de la part de la méthode proposée à estimer les limites de la région de l'anomalie. Cet algorithme est donc accepté dans la méthodologie d'analyse des profils de Φ_0 .

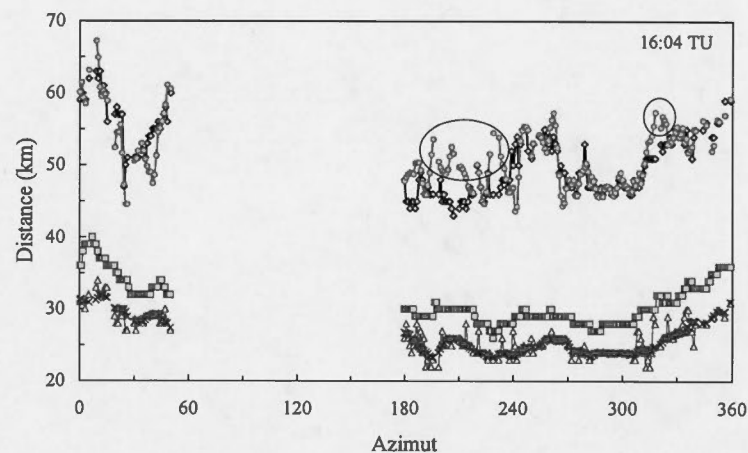


Figure 4.12 Comparaison entre les limites trouvées par inspection visuelle des données, r_l (ligne avec triangles) et r_s (ligne avec losanges), et les valeurs obtenues par l'algorithme, \hat{r}_l (ligne avec croix) et \hat{r}_s (ligne avec cercles). La figure montre aussi les r_{\min} (ligne avec carrés) à 16:04 TU.

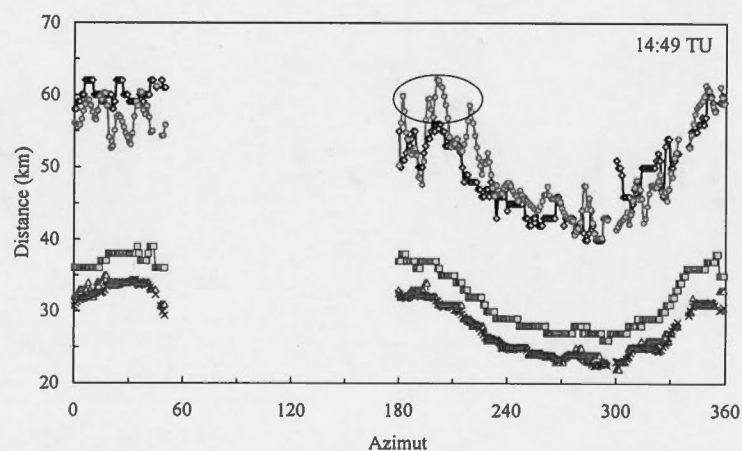


Figure 4.13 Comme 4.10 à 14:49 TU.

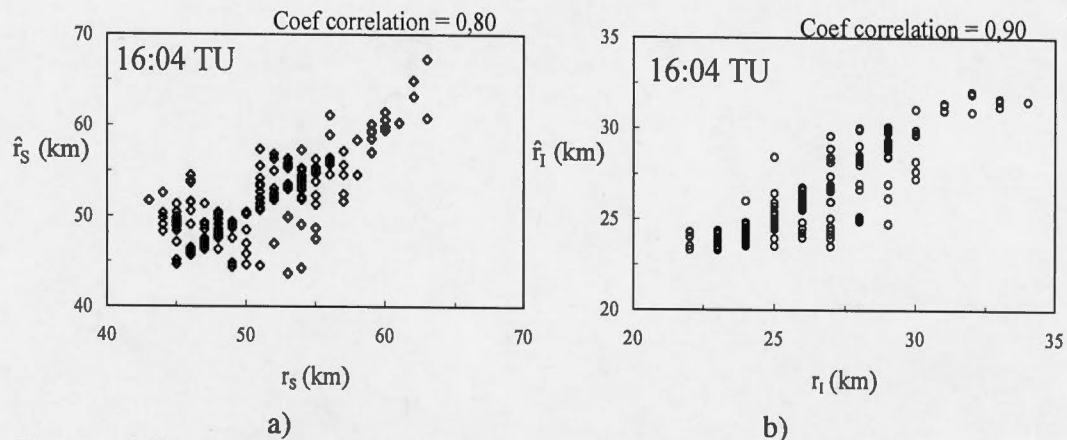


Figure 4.14 Limites déterminées automatiquement et limites estimées par observation des données pour chaque azimuth à 16:04 TU (a) losanges pour la limite supérieure et b) cercles pour la limite inférieure).

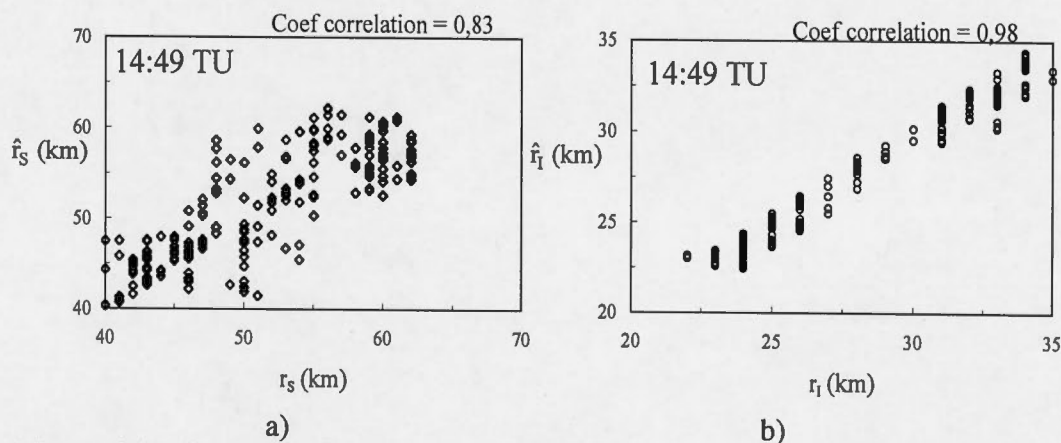


Figure 4.15 Comme la figure 4.14 à 14:49 TU.

4.3.3 Calcul de δ'

Dans le paragraphe qui suit nous rappelons la modalité d'évaluer le déphasage différentiel de rétrodiffusion δ' en retraçant les étapes nécessaires pour calculer cette quantité présentée dans la section 2.1.2. À partir du profil de Φ_0 , la première étape consiste à calculer ϕ'_{DP} en introduisant l'orientation des hydrométéores. Cette quantité

est donnée par la relation [2.2]. Rappelons que le profil $\bar{\rho}_2$ est construit en utilisant une valeur constante dans la pluie (0,95) et dans la neige (0,75) et de deux profils de type gaussien, ayant le même minimum (0,65), dans la couche de fusion (section 3.1.4).

De l'équation [1.13], de la définition de déphasage différentiel total (éq. [1.7]) et en supposant que δ est 0° dans la pluie et la neige, nous obtenons :

$$\text{tg}\Phi_0 = \bar{\rho}_2 \text{tg}(\phi_{\text{HV}} + 2\phi'_{\text{DP}}) \quad (4.1)$$

La valeur de $2\phi'_{\text{DP}} + \phi_{\text{HV}}$, qui contient les effets de propagation aller-retour et de transmission, peut alors être exprimée en fonction du déphasage Φ_0 et du degré d'orientation $\bar{\rho}_2$. Puisque dans ces deux régions $\bar{\rho}_2$ est connu, nous pouvons évaluer les valeurs de $2\phi'_{\text{DP}} + \phi_{\text{HV}}$. Il nous reste à déterminer maintenant le profil de $2\phi'_{\text{DP}} + \phi_{\text{HV}}$ dans la couche de fusion, ce que nous faisons par interpolation linéaire entre les valeurs du dernier point situé dans la pluie et du premier dans la neige.

La valeur de δ' peut alors être exprimée en fonction de Φ_0 , de $\bar{\rho}_2$ et de $2\phi'_{\text{DP}} + \phi_{\text{HV}}$, en utilisant la relation [2.4].

4.4 Synthèse de la méthodologie et conclusion

Dans ce chapitre, nous avons décrit la méthodologie d'évaluation de δ qui se traduit par le mode opératoire suivant :

- 1) élimination du bruit du signal par application d'un filtre FIR à 3 points;
- 2) délimitation des limites de la région caractérisée par un gradient négatif de Φ_0 ;
 - a. détermination du maximum de Z

- b. détermination du minimum de ρ_{HV}
 - c. détermination des coefficients σ_1 et σ_s nécessaires pour trouver respectivement les limites supérieures et inférieures de la couche de fusion
- 3) détermination du degré d'orientation en commun des hydrométéores $\bar{\rho}_2(r)$
- a. $\bar{\rho}_2(r)$ est connu dans les régions de pluie (0,95) et de neige (0,75)
 - b. dans la région de l'anomalie, $\bar{\rho}_2(r)$ est donné par l'équation [3.4]
- 4) calcul du déphasage différentiel de propagation et transmission $2\phi'_{DP} + \phi_{HV}$:
- a. dans les régions de pluie et de neige $2\phi'_{DP} + \phi_{HV} = \text{tg}^{-1}(\text{tg}\Phi_0(r)/\bar{\rho}_2)$ (de l'éq. [4.1]) puisque δ est nul dans ces régions
 - b. dans la région de l'anomalie, il est obtenu par interpolation linéaire entre ses valeurs aux limites de la région
- 5) détermination de δ_0 par : $\delta_0 = \Phi_0(r) - (\phi_{HV} + 2\phi_{DP0})$ où $\phi_{HV} + 2\phi_{DP0}$ est égale à Φ_0 en absence d'hydrométéores de grande taille.
- 6) détermination de δ' par : $\delta' = \text{arctg}\left(\frac{\text{tg}\Phi_0(r)}{\bar{\rho}_2}\right) - (\phi_{HV} + 2\phi'_{DP}(r))$.

L'étendue de l'anomalie est déterminée par les comportements caractéristiques de la réflectivité radar et du coefficient de corrélation entre les composantes du signal dans la région de la couche de fusion. En conséquence, la méthodologie de calcul du déphasage différentiel de rétrodiffusion, proposée dans ce chapitre, n'est pas influencée par le signe du déphasage différentiel spécifique. La méthodologie et le traitement des données exposées dans ce chapitre seront appliqués et validés dans le chapitre suivant.

CHAPITRE V

DESCRIPTION ET DISCUSSION DES RÉSULTATS

Nous présentons dans ce chapitre les résultats obtenus en appliquant la méthodologie décrite au chapitre IV aux données de radar relevées dans le cas de couche de fusion qui y est décrit. Les valeurs du déphasage différentiel de rétrodiffusion, obtenues en prenant en considération le degré d'orientation en commun des hydrométéores, sont comparées aux valeurs obtenues quand ce paramètre est fixé à 1. Le chapitre contient aussi les conclusions des études de sensibilité des résultats par rapport aux variations statistiques de l'orientation des hydrométéores ainsi qu'à la définition de la limite supérieure de la région de l'anomalie de Φ_0 .

5.1 Analyse du cas du 29 octobre 2003

Les deux cas de couche de fusion étudiés dans le chapitre II montrent que le déphasage différentiel total dépend du degré d'orientation en commun des hydrométéores. Pour étendre davantage cette constatation, nous procédons ici à l'analyse d'une quantité plus importante de données qui présentent un gradient négatif du déphasage différentiel total. Les sections suivantes montrent les résultats de l'application de la méthodologie décrite dans le chapitre IV à trois heures des données radar dans des conditions où la signature de la couche de fusion est évidente. Les valeurs de Z_H , Z_{DR} , ρ_{HV} , Φ_0 , sont analysées pour tous les azimuts compris entre 180° et 50° en passant par 0° et à toutes les 5 minutes.

5.1.1 Déphasage différentiel de propagation et de rétrodiffusion

L'analyse des données nous a permis de classer les divers profils radiaux de Φ_0 en deux catégories selon leur forme dans la région de la couche de fusion : ceux qui montrent un seul extrême, un maximum bien prononcé (fig. 5.1), et ceux dont le maximum est précédé d'un minimum (fig. 5.2).

La figure 5.1 correspond au profil radial pour l'azimut 273° à 14:49 TU. Du radar jusqu'à 24 km, Φ_0 a une faible croissance typique d'une faible pluie. Entre 24 et 42 km, Φ_0 croît rapidement, atteint son maximum à 30 km, et décroît ensuite jusqu'autour de 42 km. Au-delà de 42 km, dans la neige, Φ_0 augmente à un taux constant. Grâce à la méthode présentée dans la section 2.1, nous avons déterminé les profils de ϕ_{DP0} et ϕ'_{DP} qui montrent un accroissement en fonction de la distance en accord avec leurs caractéristiques typiques. Les profils radiaux de δ_0 et δ' sont obtenus en utilisant les relations [2.1] et [2.4].

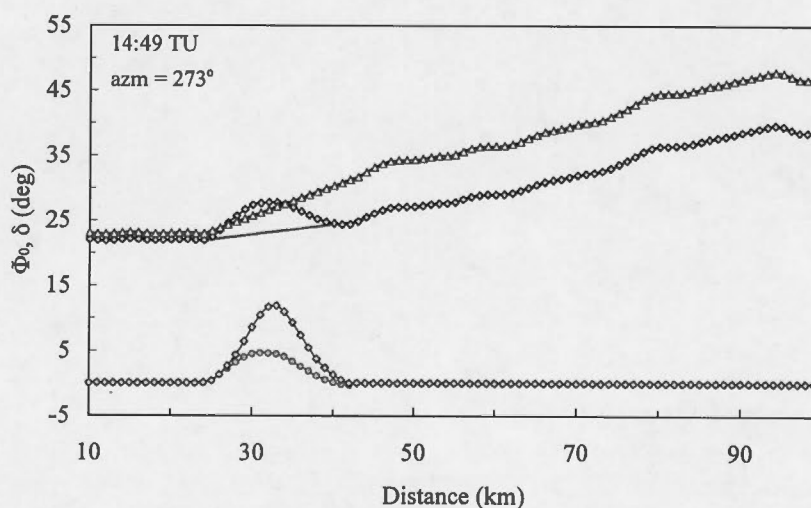


Figure 5.1 Profils radiaux de déphasage différentiel total, Φ_0 (ligne avec carrés), de propagation et de transmission, $\phi_{HV} + 2\phi'_{DP}$ (ligne avec triangles), $\phi_{HV} + 2\phi_{DP0}$ (ligne pleine) et des rétrodiffusions, δ' (ligne avec losanges), δ_0 (ligne avec cercles).

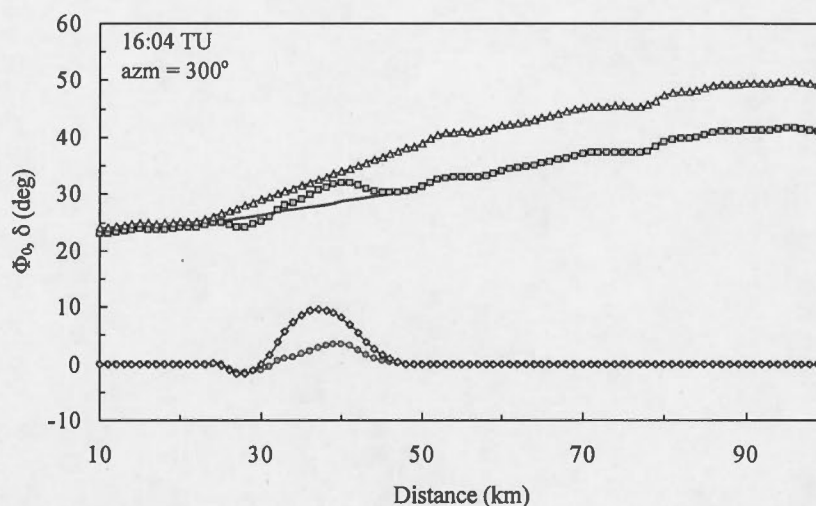


Figure 5.2 Comme dans la figure 5.1 à l'azimut 300° et à 16:04 TU.

Leurs valeurs maximales sont respectivement 5° et 13° . On remarque que, dans ce cas, le fait de poser $\rho_2 = 1$ sous-estime la valeur de δ . Selon le modèle de rétrodiffusion montré dans la figure 2.3, la taille des hydrométéores à l'origine du déphasage différentiel de rétrodiffusion est de 10 mm pour $\delta = 5^\circ$ et de 12 - 13 mm quand $\delta = 13^\circ$.

La figure 5.2 correspond au profil radial pour l'azimut 300° à 16:04 TU. Comme pour les données dans la figure 5.1, du radar jusqu'à 23 km, Φ_0 a une faible croissance, mais à la base de la couche de fusion, il décroît pour atteindre un minimum à 28 km suivi d'un maximum autour de 35 km. Bref, entre 23 et 48 kilomètres, Φ_0 se comporte de façon inhabituelle. En procédant de la même façon que pour le cas représenté dans la figure 5.1, nous trouvons que les valeurs de δ_0 et δ' sont initialement négatives et deviennent positives après un passage par zéro. Les valeurs de δ' sont encore supérieures ou égales à celles de δ_0 . Par conséquent, d'après le modèle de rétrodiffusion dans la figure 2.3, les hydrométéores responsables de l'anomalie ont une plus grande taille lorsqu'on tient compte de ρ_2 . $\hat{\delta}'$, valeur maximum de δ' , est d'environ $9,7^\circ$ pendant que $\hat{\delta}_0$ est de $3,5^\circ$, ce qui correspond à

une taille maximale des hydrométéores de 10 mm et 12 mm respectivement. Nous remarquons cette fois que les valeurs négatives de δ_0 sont retrouvées vers la partie inférieure de la couche de fusion, pratiquement l'inverse de ce que nous avons remarqué dans le cas de Zrnic et al. (1993). Les profils des δ' et δ_0 sont presque identiques dans cette région avec un minimum de -3° qui correspond à une taille d'approximativement 7 mm (fig. 2.3). Donc, la taille des hydrométéores présente une croissance vers le milieu de la couche de fusion et est suivie par une diminution vers la région de la pluie.

5.1.2 Variation azimutale des valeurs maximales des δ

Comme nous l'avons vu dans les figures 5.1 et 5.2, les valeurs de δ' sont plus élevées que celles de δ_0 . Nous avons constaté le même comportement pour toutes les données traitées. À titre d'exemple, les figures 5.3 et 5.4 montrent les valeurs maximales des déphasages différentiels de rétrodiffusion $\hat{\delta}'$ et $\hat{\delta}_0$ correspondant aux données à 14:49 TU et à 16:04 TU.

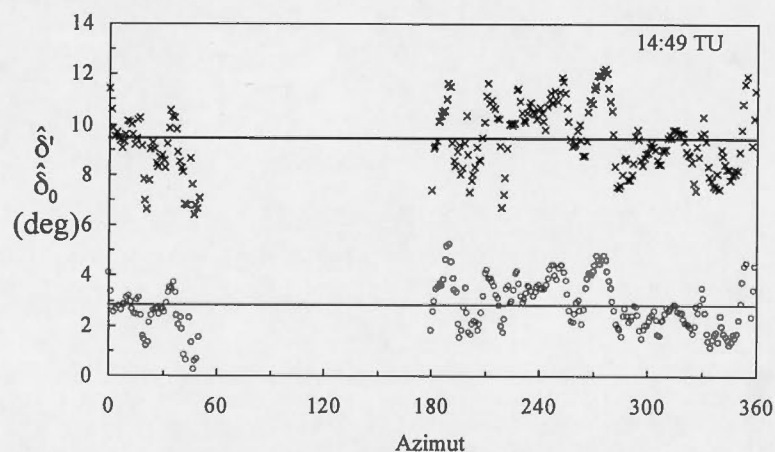


Figure 5.3 Les valeurs de $\hat{\delta}'$ (croix) et $\hat{\delta}_0$ (cercles) en fonction de l'azimut pour les données à 14:49 TU. Les lignes droites représentent les valeurs moyennes.

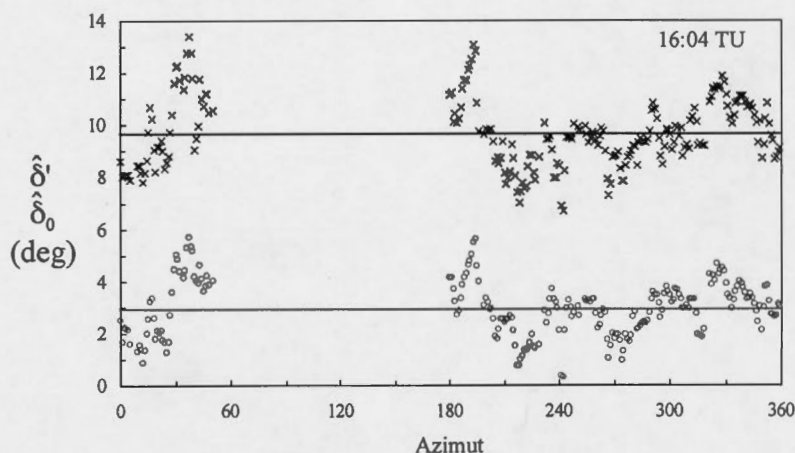


Figure 5.4 Comme dans la figure 5.3 sauf pour 16:04 TU.

5.1.3 Précision de l'estimation de $\hat{\delta}'$

Les résultats précédents ont été obtenus en utilisant le profil moyen pour le degré d'orientation en commun des hydrométéores (voir section 3.1.4). L'utilisation de profils stochastiques de ρ_2 , comme décrit dans le chapitre III (eq. [3.4]), permet de tenir compte de la variabilité du degré d'orientation en commun des hydrométéores et d'évaluer la précision de l'estimation du déphasage différentiel de rétrodiffusion. Dans le chapitre III nous avons montré que 50 réalisations de $\tilde{\rho}_2$ constituent un échantillon statistique assez grand pour bien estimer le profil moyen $\bar{\rho}_2$. Nous rappelons que pour chaque réalisation de $\tilde{\rho}_2$, nous obtenons un profil de déphasage différentiel de rétrodiffusion noté par $\tilde{\delta}'$. La figure 5.5 compare les valeurs $\hat{\delta}'$ et la moyenne de maxima de 50 profils de $\tilde{\delta}'$, $\langle \max\{\tilde{\delta}'\} \rangle$, pour l'enregistrement à 16h04 TU. Nous remarquons que les écarts entre ces deux quantités sont petits, mais que les valeurs de $\langle \max\{\tilde{\delta}'\} \rangle$ sous-estiment systématiquement, bien que de peu, les valeurs de $\hat{\delta}'$.

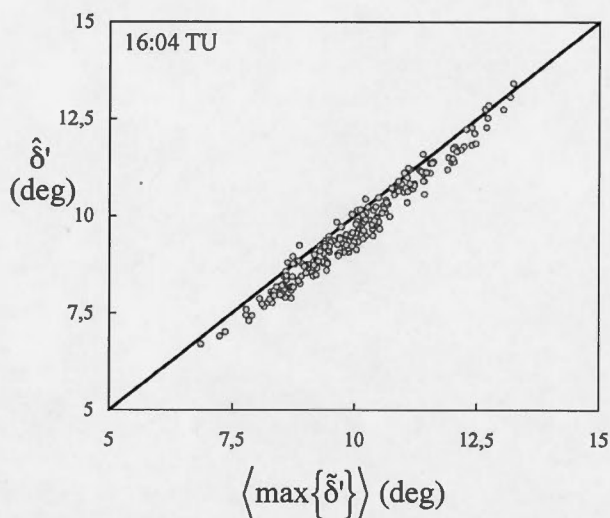


Figure 5.5 Les valeurs $\hat{\delta}'$ en fonction de $\langle \max\{\tilde{\delta}'\} \rangle$ pour un enregistrement à 16:04.

Dans la figure 5.6, l'écart-type σ des maximums des 50 profils de $\tilde{\delta}'$ en fonction de l'azimut sont présentés pour l'enregistrement à 16:04 TU. Nous montrons aussi, dans la même figure, les valeurs de $\hat{\delta}'$ et l'intervalle de variation de $\hat{\delta}' \pm \sigma$.

La figure 5.7 montre les moyennes spatiales de $\hat{\delta}'$ et $\hat{\delta}_0$ en fonction du temps pour l'ensemble des données traitées. La moyenne temporelle des $\hat{\delta}'$ est de 9° , et celle de $\hat{\delta}_0$, de $2,5^\circ$. La variabilité temporelle est petite, avec un écart-type de $0,43^\circ$ pour le $\hat{\delta}'$ et de $0,20^\circ$ pour $\hat{\delta}_0$.

Les résultats suggèrent que les deux méthodes donnent des résultats cohérents et consistants dans le temps. Nous pouvons alors conclure que, dans le cas du 29 octobre 2003, l'hypothèse d'équiorientation des hydrométéores conduit à la sous-estimation systématique du déphasage différentiel de rétrodiffusion. Cette sous-estimation introduit à son tour une sous-estimation de la taille des hydrométéores qui pourrait conduire à une interprétation incorrecte des processus microphysiques dans les régions considérées.

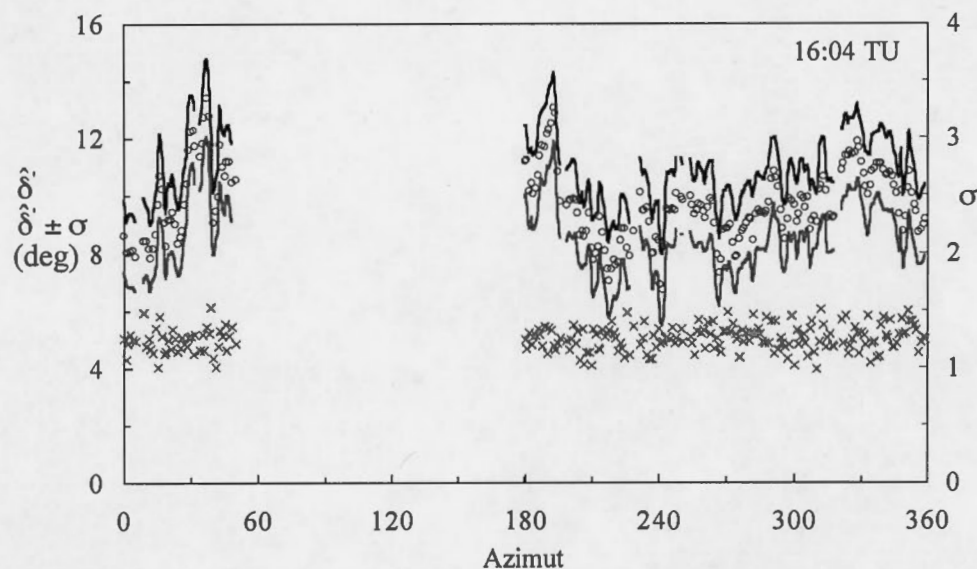


Figure 5.6 Intervalle de variation de $\hat{\delta}'$ (cercles) : les lignes pleines définissent l'intervalle de variation de $\hat{\delta}' \pm \sigma$ en fonction de l'azimut à 16:04 TU. Les croix représentent l'écart-type σ de $\hat{\delta}'$.

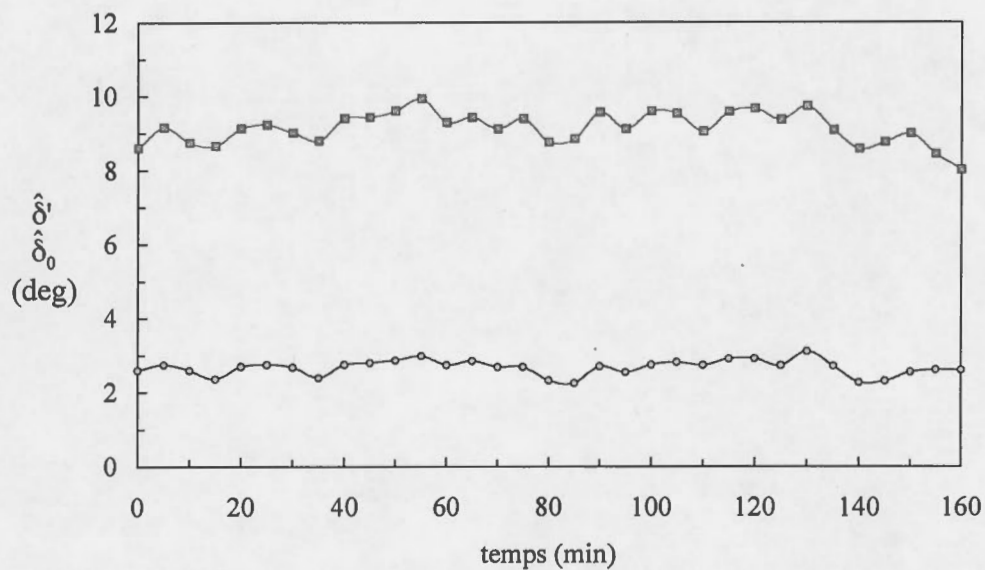


Figure 5.7 Les maxima des moyennes spatiales de δ' (ligne avec carrés) et δ_0 (ligne avec cercles) en fonction du temps.

5.1.4 Sensibilité de l'estimation de δ à la limite supérieure de l'anomalie de Φ_0

L'algorithme de détection des limites de l'anomalie décrit dans le chapitre IV utilise la réflectivité radar, dont le maximum se situe dans la couche de fusion, et le profil du coefficient de corrélation, qui a un minimum dans cette couche. Nous avons montré aussi que la corrélation entre les valeurs de la limite inférieure détectée par inspection détaillée et celles obtenues par l'algorithme de détection est de 0,90. De plus, la limite inférieure obtenue par la procédure proposée est cohérente dans l'espace (c.f. fig. 4.12 et 4.13). Par contre, la détermination de la limite supérieure a un comportement moins stable (mêmes figures).

Pour étudier l'influence de l'estimation de la limite supérieure de l'anomalie de Φ_0 sur les calculs de δ nous utilisons la méthode proposée par Fabry et al. (1994), pour déterminer la limite supérieure de la couche de fusion comme limite supérieure de l'anomalie. Cette méthode est basée sur les données de réflectivité radar obtenues avec un radar en visée verticale et cherche le point de courbure maximale du profil de Z. Dans notre cas, nous utilisons des profils radiaux de réflectivité radar sur lesquels on impose la même contrainte. La figure 5.8 compare les limites supérieures obtenues avec les deux méthodes.

La figure montre que la limite supérieure obtenue avec la méthode de courbure maximale de la réflectivité radar est en général plus éloignée du radar que celle obtenue par la méthode qui utilise ρ_{HV} . La conséquence du changement de la valeur de la limite supérieure de l'anomalie sur l'estimation des profils de δ' et δ_0 est illustrée dans la figure 5.9.

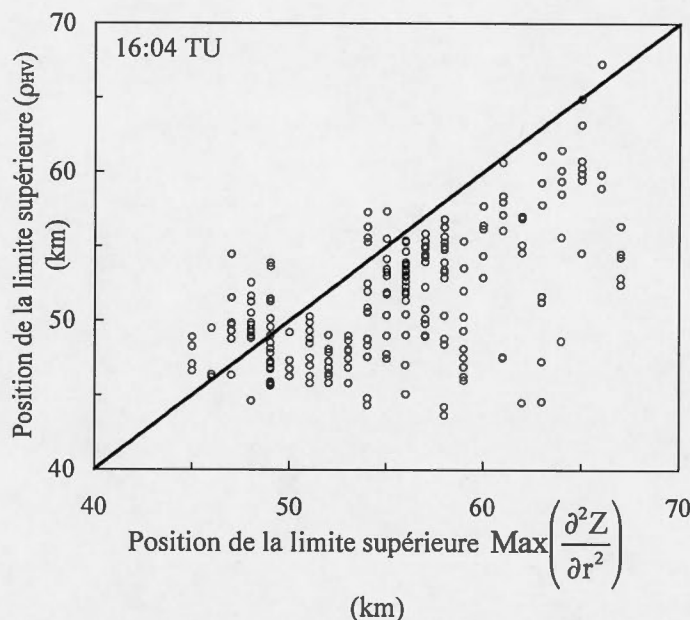


Figure 5.8 Comparaison entre les limites supérieures obtenues en utilisant la valeur du ρ_{HV} (axe vertical) et en utilisant la courbure maximale du profil de Z (Fabry et al., 1994) (axe horizontal).

Le changement de la position de la limite supérieure change le profil de ϕ_{DP} et, par conséquent, l'estimation de δ . Le profil de δ_0 s'approche plus du type de profil obtenu par Zrnic et al. (1993). Juste avant la limite supérieure, δ_0 est légèrement négatif, change de signe à 38 km et atteint un maximum de 5° à 31 km. Les valeurs négatives de δ_0 ont comme conséquence la présence d'hydrométéores ayant une taille plus petite dans la partie supérieure de la couche de fusion (d'après le modèle de rétrodiffusion montré dans la fig. 2.3).

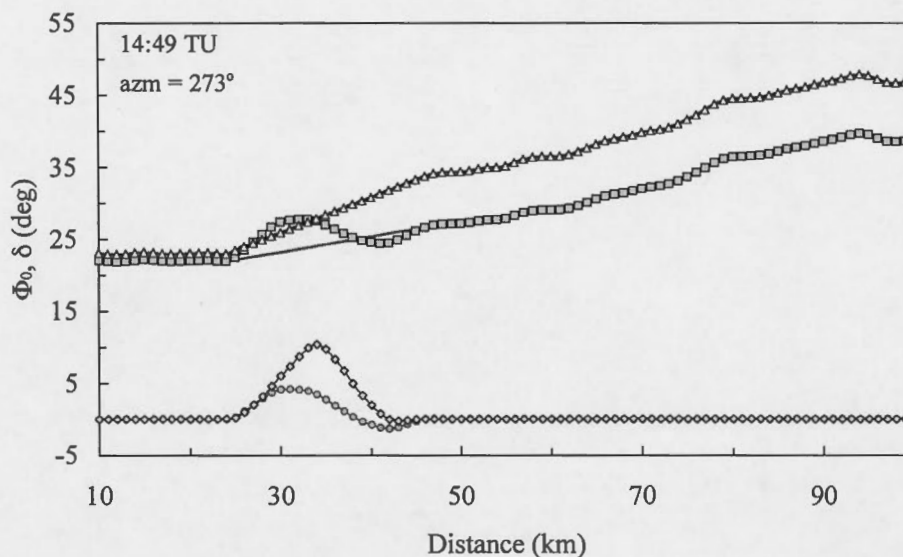


Figure 5.9 Profils radiaux de déphasage différentiel total, Φ_0 (ligne avec carrés), de propagation et de transmission, $\phi_{HV} + 2\phi'_{DP}$ (ligne avec triangles), $\phi_{HV} + 2\phi_{DP0}$ (ligne pleine) et des rétrodiffusions, δ' (ligne avec losanges), δ_0 (ligne avec cercles). La région de comportement non canonique se situe entre 23 et 46 km.

Par contre, le profil de δ' obtenu en considérant la courbure maximale du profil de Z montré dans la figure 5.9 ne diffère significativement de celui présenté dans la figure 5.1. Il y a un changement dans la valeur de $\hat{\delta}'$ qui passe de 13° à $10,4^\circ$. La conséquence est éventuellement une petite diminution de la taille des hydrométéores de 12 - 13 mm à 11 - 12 mm respectivement, toujours d'après le modèle d'interprétation présentée dans la figure 2.3.

Dans la figure 5.10, nous comparons, les valeurs de $\hat{\delta}'$ obtenues quand la position de la limite supérieure est calculée par les deux méthodes à 16h04 et pour les azimuts considérées. Même si la position de la limite supérieure déterminée par la méthode proposée par Fabry et al. (1994) est presque toujours supérieure à celle déterminé en utilisant le ρ_{HV} tel que montré dans la figure 5.8, la figure 5.10 montre que l'impact sur les valeurs de $\hat{\delta}'$ n'est pas particulièrement important. Nous montrons, dans la même figure, la droite de régression et nous remarquons que les

valeurs de $\hat{\delta}'$ varient aléatoirement par rapport à cette ligne.

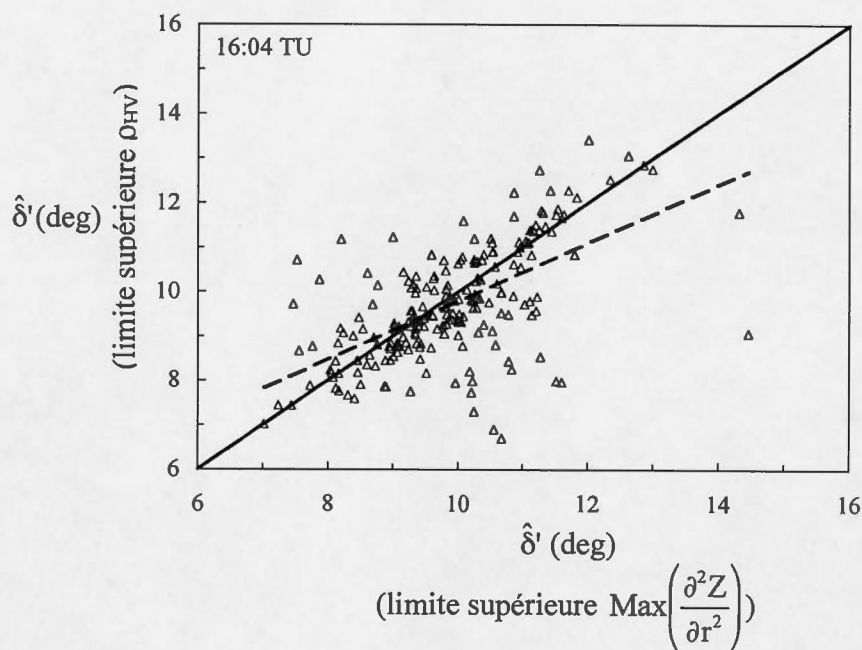


Figure 5.10 Sensibilité de $\hat{\delta}'$ à la délimitation supérieure de la couche de fusion pour l'enregistrement 16:04 TU. Axe y : méthode utilisée dans ce mémoire, fonction de ρ_{HV} . Axe x : méthode de Fabry et al. (1994). En ligne tiret, nous montrons la courbe de régression.

Les résultats obtenus montrent que l'estimation du déphasage de rétrodiffusion δ_0 dépend de la définition des limites de l'anomalie de Φ_0 . Par contre, le changement de la position de la limite supérieure de l'anomalie ne modifie pas la forme de la courbe qui correspond au profil de δ' . Par conséquent, la taille des hydrométéores est peu influencée par ce changement. Cependant, les différences entre δ' et δ_0 sont telles que l'estimation du déphasage de rétrodiffusion en négligeant la variation du degré en commun d'orientation des hydrométéores est systématiquement sous-estimé.

5.2 Discussion des résultats

L'ensemble des études précédentes (chapitre II) portant sur l'analyse des gradients négatifs de Φ_0 dans la couche de fusion avaient comme but l'évaluation de ϕ_{DP} et l'interprétation des processus microphysiques en jeu, tout en considérant seulement le profil de δ obtenus en fixant ρ_2 égal à 1. Dans notre travail, nous avons plutôt regardé l'effet d'une valeur de ρ_2 différente de 1 sur l'estimation de δ .

Dans un premier temps, nous avons utilisé un modèle conceptuel développé au chapitre III qui nous a permis de constater que, si on néglige la variation spatiale de ρ_2 , les valeurs de δ obtenues (δ_0 dans la fig. 3.9) dépendent du déphasage initial entre les deux ondes orthogonales émises par le radar, ϕ_{HV} . L'introduction de ρ_2 dans l'analyse permet l'évaluation de δ (δ' dans la même figure) indépendamment de l'état de polarisation de l'onde émise par le radar. Dans les figures 5.1 et 5.2, nous montrons quelques résultats obtenus par l'application de la méthodologie développée dans le chapitre précédent. La différence entre les valeurs de $\hat{\delta}'$ et $\hat{\delta}_0$ est incontestable et nous la retrouvons dans l'ensemble de nos résultats comme les figures 5.3 et 5.4 le montrent.

Nous avons utilisé des valeurs typiques d'orientation en commun des hydrométéores caractéristiques du type de précipitation traversé par le faisceau radar. Pour évaluer la précision des résultats obtenus, nous avons fait varier ρ_2 de façon uniforme dans un intervalle chevauchant les valeurs typiques de variation de ρ_2 et nous avons calculé l'effet sur la précision de δ' . La figure 5.5 montre que l'écart-type de $\hat{\delta}'$ est d'environ $1,5^\circ$ et que, pour chaque réalisation, les valeurs de δ' sont plus grandes que celle de δ_0 . Dans la même perspective, nous avons fait une étude de sensibilité de δ' et δ_0 par rapport aux variations des limites de la région de gradient négatif de Φ_0 . Malgré la dépendance des valeurs estimées pour δ' et δ_0 à ce paramètre, la valeur du premier est encore supérieure à celle du deuxième. Ces résultats sont

consistants avec les résultats précédents. Dans le cas précis que nous avons considéré, c'est-à-dire la limite supérieure calculée par notre méthode versus celle calculée par la méthode décrite par Fabry et al. (1994), le profil radial de δ_0 a changé, présentant les valeurs négatives juste au-dessous de la limite supérieure de la couche, profil formellement plus proche de celui trouvé par Zrnic et al. 1993. Comme exemple de la différence d'interprétation physique du signal, examinons les distributions verticales des tailles des particules, qui correspondent à δ_0 et à δ' , dans le dernier cas simulé (fig. 5.7). Comme nous avons déjà noté, les valeurs de δ_0 sont négatives juste au-dessous de la partie supérieure de la couche de fusion. Un profil avec cette caractéristique nous dit que les particules de tailles plus petites se situent dans la partie supérieure de la couche de fusion. Par contre, le profil de δ' a une tendance croissante en bas de la région de neige atteint un maximum, suivi d'une décroissance jusqu'à la fin de la couche de fusion. Ce profil peut être interprété comme produit par une distribution verticale d'hydrométéores telle que ceux de plus grand diamètre se situent dans la partie supérieure de la couche de fusion.

Le profil du déphasage différentiel total mesuré contient de l'information sur le type et la taille des particules qui ont interagi avec le signal radar. Pour évaluer la taille de ces hydrométéores, nous utilisons le modèle de rétrodiffusion montré dans la figure 2.3. D'après les résultats présentés dans la figure 5.7, $\hat{\delta}_0 \in (2; 3,5)$ et $\hat{\delta}' \in (8; 10)$, ce qui correspond à des hydrométéores dont la taille est d'environ 10,5 mm dans le premier cas et des tailles entre 11 et 13 mm dans le deuxième cas. Malgré qu'elle soit systématique, la différence de taille dans ce cas n'est pas très grande. Il est à noter de l'illustration conceptuelle (fig. 3.9), que le profil de δ' ne dépend pas du déphasage initial ϕ_{HV} , tandis que le profil de δ_0 est dépendant de ϕ_{HV} . Ceci veut dire que la procédure utilisée par Zrnic et al. (1993) peut amener à une interprétation de la microphysique du phénomène qui dépend de l'état de polarisation du radar, ce qui est inacceptable.

Nous concluons ainsi que la prise en considération de la variation du degré d'orientation en commun des hydrométéores ne peut pas être négligée dans l'évaluation du déphasage de rétrodiffusion. Les résultats montrent une sous-estimation systématique de ce paramètre dans le cas où a été considérée l'équiorientation des hydrométéores. La dépendance de l'estimation de δ_0 de ϕ_{HV} , prouvée théoriquement, montre l'importance de considérer les effets de ρ_2 pour que l'interprétation de la microphysique au sein de la couche de fusion soit indépendante de l'appareil de mesure.

CONCLUSION

L'objectif principal de cette étude est l'évaluation de la contribution du degré d'orientation en commun des hydrométéores et du déphasage de rétrodiffusion au gradient négatif du déphasage différentiel total observé dans les cas de couche de fusion. Dans de telles situations, le déphasage différentiel mesuré par le radar s'écarte significativement du déphasage différentiel de propagation et de transmission, ce qui peut conduire à la contamination des mesures de l'intensité de la précipitation, ainsi qu'à une interprétation erronée du temps présent et de la microphysique des zones de précipitation.

La notion de degré d'orientation en commun des hydrométéores, qui décrit l'orientation des hydrométéores situés dans le volume de résolution radar, permet, avec les équations obtenues par Torlaschi et Gingras (2000), de différencier entre le déphasage différentiel mesuré par le radar et celui défini.

L'étude théorique et statistique des comportements du déphasage différentiel total mesuré par le radar en fonction de plusieurs paramètres (comme le déphasage différentiel à la transmission, de rétrodiffusion et le degré d'orientation en commun des hydrométéores) nous ont aidé à comprendre son évolution et à mieux l'interpréter. Nos simulations montrent que le déphasage différentiel mesuré par le radar dépend non linéairement du déphasage de transmission, ϕ_{HV} , et ceci est dû à la variabilité spatiale du degré d'orientation en commun des hydrométéores. Négliger cette variabilité, en fixant la valeur de ρ_2 quel que soit le type de précipitation rencontrée par le faisceau radar, a des implications importantes sur l'estimation du déphasage de rétrodiffusion, δ . En effet, dans ce cas, la valeur estimée dépend de l'état de polarisation du signal émis par le radar, c'est-à-dire de ϕ_{HV} .

L'analyse des données publiées dans la littérature, en appliquant la nouvelle théorie, ont montré que l'impact du degré d'orientation en commun des hydrométéores sur les résultats ne peut pas être négligé puisque l'évaluation du déphasage différentiel de propagation, ϕ_{DP} , fonction de l'intensité de la précipitation, en dépend. Il est de même pour l'interprétation des processus microphysiques en cours dans la couche de fusion. Pour le cas de couche de fusion analysée par Zrnica et al. (1993), les distributions verticales de la taille des hydrométéores obtenues selon les deux méthodes sont complètement différentes. Selon l'interprétation de Zrnica et al., les particules de taille plus élevée se situent dans la partie inférieure de la couche de fusion. Notre méthode, avec la même grille d'interprétation, montre que les hydrométéores augmentent de taille à partir de l'isotherme de 0°C jusqu'à une valeur maximale au milieu de la couche de fusion. Dans la deuxième partie de la couche de fusion, il y a une décroissance continue de la taille des hydrométéores, mais à un taux plus faible, jusqu'à la base de la couche de fusion. Cette évolution est probablement plus proche de la réalité physique. Cependant, même si l'interprétation de la microphysique ayant lieu dans la couche de fusion est différente en fonction de valeurs possibles de δ , les deux interprétations sont compatibles avec des valeurs de ρ_2 physiquement possibles.

L'application de la nouvelle théorie à des données de radar en bande S de l'Université McGill confirme que δ est différent selon que nous considérons le degré d'orientation en commun des hydrométéores variable en fonction de type de précipitation, δ' , ou que nous le fixons à 1, δ_0 . Les résultats montrent que δ_0 est systématiquement inférieur à δ' . La prise en considération de la variation stochastique de ρ_2 confirme ces conclusions. Cependant, dans les cas étudiés, l'impact sur l'évaluation de la taille des hydrométéores n'est pas important. Les maxima des moyennes spatiales de δ' et de δ_0 en fonction du temps ont une moyenne temporelle de 9° et de 2,5° respectivement. Nous remarquons que la variabilité temporelle est petite, avec un écart-type de l'ordre de 0,43° pour la valeur maximale de δ' et de 0,20° pour

δ_0 . Pour le même cas de couche de fusion, les résultats obtenus montrent que l'évaluation de δ_0 dépend de la définition de la limite supérieure de l'anomalie pendant que le profil de δ' est peu influencé par ce paramètre.

Pendant l'exécution de ce projet, nous avons été confrontés à plusieurs défis. Il y a eu d'abord la nécessité d'étudier et de comprendre théoriquement l'évolution du déphasage différentiel total mesuré par le radar. La simulation de ce paramètre présume la connaissance du comportement de plusieurs quantités telles que le déphasage différentiel à la transmission, de propagation, de rétrodiffusion et implicitement le degré d'orientation en commun des hydrométéores.

Nous avons essayé plusieurs fonctions pour décrire le profil du degré d'orientation en commun des hydrométéores à l'intérieur de la couche de fusion, entre autres un profil parabolique et un profil carré. Pour éviter la variation abrupte aux limites de la couche de fusion et considérer une évolution progressive à l'intérieur de cette couche, nous avons opté pour une variation de type gaussien. La variation stochastique du degré d'orientation en commun a soulevé d'autres questions. Une distribution aléatoire a été rejetée puisque loin de la réalité physique. Nous avons préféré une distribution dont les réalisations se situent à l'intérieur d'une enveloppe autour de la distribution moyenne. Comme les réalisations ne s'éloignent pas des valeurs physiquement possibles, la description stochastique de ρ_2 s'approche d'une situation réelle.

Probablement la partie la plus difficile a été la délimitation de la région de l'anomalie là où est observé le gradient négatif du déphasage différentiel total et qui correspond à la région de la couche de fusion. Finalement, après plusieurs essais, nous avons utilisé comme critères d'évaluation la réflectivité radar et le coefficient de corrélation. La comparaison des limites obtenues par cette méthode et les limites définies par l'observation des données montre que le critère est bon avec des coefficients de corrélations variant entre 0,80 et 0,98, mais la validation de la

méthode doit être poursuivie pour d'autres situations de couche de fusion et d'autres données de radar.

À la lumière du présent travail, nous confirmons que le gradient négatif du déphasage différentiel total mesuré par le radar dans des situations de couche de fusion n'est pas juste l'effet de la rétrodiffusion par des hydrométéores de grande taille situés dans le volume de résolution radar mais aussi conséquence de l'orientation des hydrométéores, fait négligé dans la littérature où l'hypothèse d'équiorientation a été admise jusqu'à ces jours.

Enfin, il serait intéressant d'étendre l'étude des gradients négatifs du déphasage différentiel total en considérant, outre l'orientation des hydrométéores et la rétrodiffusion, la variabilité spatiale de la réflectivité radar.

APPENDICE A

FILTRAGE DE DONNÉES DE RADAR

Dans le prochain paragraphe, nous présenterons le filtre employé pour éliminer les fluctuations des grandeurs intrinsèques du radar. C'est un filtre à 3 points connu sous le nom de « filtre à réponse impulsionnelle finie » (FIR). Le FIR est utilisé pour éliminer les hautes fréquences.

A.1 Filtre à réponse impulsionnelle finie (FIR)

Le FIR à 3 points est un filtre symétrique et centré, chaque point étant calculé en fonction de ses voisins par la formule :

$$\phi_i^{(n)} = 0,5\phi_i^{(n-1)} + 0,25\left(\phi_{i-1}^{(n-1)} + \phi_{i+1}^{(n-1)}\right) \quad (\text{A.1})$$

$$\text{avec : } \underline{\phi}^{(n)} = \text{FIR}_3\left\{\underline{\phi}^{(n-1)}\right\} \quad (\text{A.2})$$

où le ϕ_i est un observable radar, i est l'indice ordinal du point représentant la distance du radar, n est l'ordre de l'itération et ϕ^0 est le vecteur des données de radar brutes initiales.

APPENDICE B

AJUSTEMENT DU PROFIL DU COEFFICIENT DE CORRÉLATION EN UTILISANT LA MÉTHODE DES MOINDRES CARRÉS

L'ajustement d'un modèle, $f(r_k, a_1, \dots, a_m)$, à l'ensemble de mesures du coefficient de corrélation, $\rho_{HV}(r_k)$, se fait par la méthode de moindres carrés qui consiste à minimiser la somme des carrés des résiduels,

$$R_k^2 = [\rho_{HV}(r_k) - f(r_k, a_1, \dots, a_m)]^2 \quad (B.1)$$

où $k \in [1, N]$, N le nombre des points, a_1, \dots, a_m les paramètres ajustables et r_k la distance de chaque point k .

Pour tenir compte de l'asymétrie du profil du coefficient de corrélation par rapport à sa valeur minimale, le modèle choisi est décrit par deux fonctions de type gaussien données par la relation :

$$f(r_k, \sigma_I, \sigma_S) = \bar{\rho}_{HVI,S} - (\bar{\rho}_{HVI,S} - \rho_{HV\min}) e^{\frac{-(r_k - r_{\min})^2}{2\sigma_I^2}} =$$

$$= \begin{cases} \bar{\rho}_{HVI} - (\bar{\rho}_{HVI} - \rho_{HV\min}) e^{\frac{-(r_k - r_{\min})^2}{2\sigma_I^2}} & r_k < r_{\min} \\ \bar{\rho}_{HVS} - (\bar{\rho}_{HVS} - \rho_{HV\min}) e^{\frac{-(r_k - r_{\min})^2}{2\sigma_S^2}} & r_k > r_{\min} \end{cases} \quad (B.2)$$

où ρ_{HVmin} est la valeur minimale du coefficient de corrélation et r_{min} la position de ce minimum. La région d'ajustement est définie par la position du minimum de ρ_{HV} et s'étend sur 15 points avant et après sa position, r_{min} (fig. B.1). Dans la même figure, $\bar{\rho}_{HVI,S}$, est la moyenne sur les premières (indice I) et les dernières 5 valeurs (indice S) des ρ_{HV} dans l'intervalle considéré.

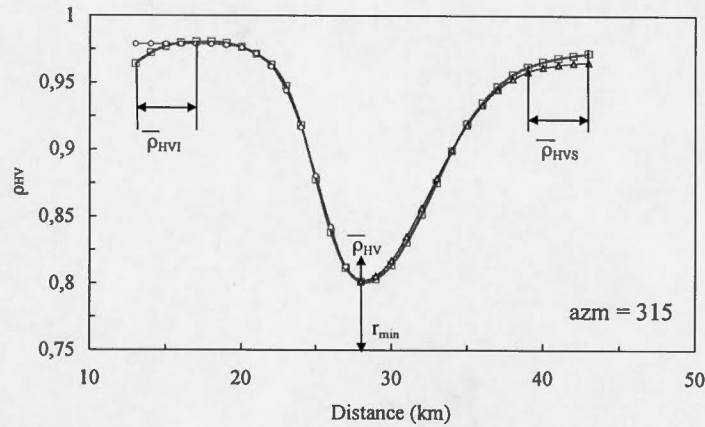


Figure B.1 Exemple d'ajustement du coefficient de corrélation (ligne avec carrés), à deux fonctions de type gaussien, par la méthode des moindres carrés. La région d'intérêt est de 30 km et centrée autour du minimum de ρ_{HV} : $r(\rho_{HVmin} - 15 \text{ km})$, ρ_{HV_I} (ligne avec cercles), et $r(\rho_{HVmin} + 15 \text{ km})$, ρ_{HV_S} (ligne avec triangles).

Les paramètres ajustables sont les écarts-types σ_I et σ_S des fonctions gaussiennes.

Selon la méthode des moindres carrés, σ doit satisfaire l'équation :

$$F_{\sigma_{I,S}} = \frac{\partial}{\partial \sigma_{I,S}} \sum_k [\rho_{HV}(r_k) - f(r_k)]^2 = 0. \quad (B.3)$$

En combinant [B.1] et [B.3] et en dérivant sous le signe de sommation, on obtient que

$$F_{\sigma_{I,S}} = \sum_k r_k \frac{\partial f}{\partial \sigma_{I,S}} = 0. \quad (B.4)$$

L'équation [B.4] est résolue par une méthode analogue à la méthode unidimensionnelle de Newton-Raphson. L'application de cette méthode à l'équation $F_{\sigma_{i,s}} = 0$ donne :

$$\sigma_{n+1} = \sigma_n - \frac{F_{\sigma}(\sigma_n)}{F'_{\sigma}(\sigma_n)}, \quad (\text{B.5})$$

où n représente l'ordre de l'itération. À noter que [B.5] donne seulement des minimums locaux. L'obtention de bons résultats dépend donc d'une bonne évaluation de σ_1 . Dans la relation [B.5], F_{σ} est donné par :

$$F_{\sigma} = \sum_k \left(\rho_{HV}(r_k) - \bar{\rho}_{HV} + (\bar{\rho}_{HV} - \rho_{HVmin}) e^{\frac{-(r_k - r_{min})^2}{2\sigma^2}} \right) \frac{-(\bar{\rho}_{HV} - \rho_{HVmin})(r_k - r_{min})^2 e^{\frac{-(r_k - r_{min})^2}{2\sigma^2}}}{\sigma^3} \quad (\text{B.6})$$

et F'_{σ} , la dérivée de F_{σ} par rapport à σ a l'expression :

$$F'_{\sigma} = \sum_k \frac{(r_k - r_{min})^2}{\sigma^3} e^{\frac{-(r_k - r_{min})^2}{2\sigma^2}} (\bar{\rho}_{HV} - \rho_{HVmin}) \left(\frac{(\bar{\rho}_{HV} - \rho_{HVmin})(r_k - r_{min})^2 e^{\frac{-(r_k - r_{min})^2}{2\sigma^2}}}{\sigma^3} + \right. \\ \left. + \left(\frac{(r_k - r_{min})^2}{\sigma^3} - \frac{3}{\sigma} \right) (\bar{\rho}_{HV} - \rho_{HV}(r_k)) - (\bar{\rho}_{HV} - \rho_{HVmin}) e^{\frac{-(r_k - r_{min})^2}{2\sigma^2}} \right). \quad (\text{B.7})$$

Le remplacement de [B.6] et [B.7] dans [B.5] nous donne la valeur du paramètre σ qui minimise les écarts quadratiques entre le modèle et les données radar.

BIBLIOGRAPHIE

- Aydin, K., T. A. Seliga et V. Balaji, 1986. Remote sensing of hail with a dual-linear polarization radar. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 1475-1484.
- Aydin, K. et V. Giridhar, 1992. C-band dual polarization radar observables in rain. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **9**, 383-390.
- Balakrishnan, N. et D. S. Zrnic, 1990. Use of polarization to characterize precipitation and discriminate large hail. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1525-1540.
- Battan, L. J., 1973. *Radar Observation of the Atmosphere*, Éd. University of Chicago Press, 324 p.
- Brandes, E., 2000. Dual polarization Radar Fundamentals and Algorithm Prospects. National Center for Atmospheric Research, Research Applications Program, Boulder, Colorado.
- Beard, K. V. et C. Chang, 1987. A new model for the equilibrium shape of raindrops. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1509-1524.
- Box, G. E. P. et M. E. Muller 1958. A note on the generation of random normal deviates, *Annals Math. Stat.*, **29**, 610-611.
- Brandes E. et K. Ikeda, 2004. Freezing-Level Estimation with Polarimetric Radar. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 1541-1553.
- Bringi, V. N. et V. Chandrasekar, 2001. *Polarimetric Doppler Weather Radar : Principles and Applications*, Cambridge University Press, 662 p.
- Caylor, J. et V. Chandrasekar, 1996. Time-varying ice crystal orientation in thunderstorm observed with multiparameter radar. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **34**, 847-858.
- Doviak, R. J. et D. S. Zrnic, 1993. *Doppler Radar and Weather Observations*, 2nd ed. Academic Press, 562 p.

- Doviak, R. J., V. Bringi, A. Ryzhkov, A. Zahrai et D. S. Zrnic, 2000. Considerations for Polarimetric Upgrades to Operational WSR-88D Radars. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 257-278.
- Fabry, F., A. Bellon et I. Zawadzki, 1994. Long Term Observations of the Melting layer Using Vertically Pointing Radars. Technical Report MW-101, Community Centre for Research in Mesometeorology (CCRM), McGill University, Montreal, Canada, 1994.
- et I. Zawadzki, 1995. Long-term observations of the melting layer of precipitation and their interpretation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 838-851.
- Filahi, S., 2005. « Utilisation de la transmission simultanée pour un radar à double polarisation ». Mémoire de maîtrise Montréal, Université du Québec à Montréal, 88 p.
- Giangrande, S. E. et A. V. Ryzhkov, 2004. Polarimetric Method for bright band detection. 11 Conference on Aviation, Range and Aerospace Meteorology, Hyannis Ma, P5.8.
- Gingras, Y., 1997. « Schèmes pour le radar météorologique à diversité de polarisation ». Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, 133 p.
- Hall, M. P. M., J. W. F. Goddard et S. M. Cherry, 1984. Identification of hydrometeors and other targets by dual-polarization radar. *Radio Sci.*, **19**, 132-140.
- Hendry, A. et G. C. McCormick, 1975. Principles for the radar determination of the polarization properties of precipitation. *Radio Sci.*, **10**, 421-434.
- , Y. M. M. Antar, et G.C. McCormick, 1987. On the relationship between the degree of preferred orientation in the precipitation and dual-polarization radar echo characteristics. *Radio Sci.*, **22**, 37-50.
- Holt, A. R., 1984. Some factors affecting the remote sensing of rain by polarisation diversity radar in the 3- to 35-GHz frequency range. *Radio Sci.*, **19**, 1399-1412.
- et R. McGuinness, 1990. Rainrate measurements using a circular polarization-diversity radar. *Weather Radar Networking*, G.G. Collier and M. Chapus (Eds), Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, pp. 304-314.

- Hubbert, J. et V. N. Bringi, 1995. An Iterative Filtering Technique for the Analysis of Copolar Differential Phase and Dual-Frequency Radar Measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **12**, 643-648.
- Illingworth, A. J., 2003. Improved Precipitation rates and data quality by using polarimetric measurements. *Advanced Applications of Weather Radar, Springer*, 37p.
- Jameson, A. R., 1983. Microphysical interpretation of multi-parameter radar measurements in rain. Part I : Interpretation of polarization measurements and estimation of raindrop shapes. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1792-1802.
- , 1989. The interpretation and meteorological application of radar backscatter amplitude ratios at linear polarizations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 908-919.
- , 1991. A comparaison of microwave techniques for measuring rainfall. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 32-50.
- et E. A. Muller, 1985. Estimation of differential phase shift from sequential orthogonal linear polarisation radar measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **2**, 133-137.
- Knight, N. C., 1986. Hailstone shape factor and its relation to radar interpretation of hail. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 1956-1958.
- Knight, C. A. et N. C. Knight, 1970. The falling behavior of hailstones. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 672-681.
- Liu, H. et V. Chandrasekar, 2000. Classification of Hydrometeors based on Polarimetric Radar Measurements : Development of Fuzzy Logic and Neuro-Fuzzy Systems, and In Situ Verification. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 140-164.
- Nakaya, U, 1954. Snow Crystals : Natural and Artificial. Éd. Cambridge, Harvard University Press, 755p.
- Oguchi, T., 1983. Electromagnetic Wave Propagation and Scattering in Rain and Other Hydrometeors. *Proceeding of the IEEE*, **71**, 1029-1078.
- Press W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling et B. P. Flannery, 1992. Numerical Recipes in C : The Art of Scientific Computing. Éd. Cambridge University Press, 965p.

- Probert-Jones, J. R., 1962. The radar equation in meteorology. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **88**, 485-495.
- Pruppacher, H. R. et K. V. Beard, 1970. A wind tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 247-256.
- et J. D. Klett, 1978. *Microphysics of Clouds and precipitation*. Éd. Reidel, 714p.
- et R. L. Pitter, 1971. A semi-empirical determination of the shape of cloud and rain drops. *J. Atmos. Sci.*, **28**, p. 86-94.
- Rogers, R. R. et M. K. Yau, 1989. *A Short Course in Cloud Physics*. Éd. Pergamon Press Canada Ltd., 290p.
- Ryzhkov, A. V. et D. S. Zrnica, 1996. Assessment of rainfall measurement that uses specific differential phase. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 2080-2090.
- et D. S. Zrnica, 1998a. Beamwidth effects on the differential phase measurement of rain. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 624-634.
- et D. S. Zrnica, 1998b. Discrimination between Rain and Snow with a Polarimetric Radar. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1228-1240.
- Sachidananda, M. et D. S. Zrnica, 1987. Rain rate estimates from differential polarization measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **4**, 588-598.
- Sauvageot, H., 1982. *Radarmétéorologie et télédétection active de l'atmosphère*. Éd. Eyrolles, 296 p.
- Seliga, T. A. et V. N. Bringi, 1976. Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 69-76.
- Straka, J. M., D. S. Zrnica et A. V. Ryzhkov, 2000. Bulk Hydrometeor Classification and Quantification Using Polarimetric Radar Data : Synthesis of Relations. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1341-1372.
- Testud, J., E. L. Bouar, E. Obligis et M. Ali-Mehenni, 2000. The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 332-356.

- Torlaschi, E., R. G. Humphries et B.L. Barge, 1984. Circular polarisation for precipitation measurement. *Radio Sci.*, **19**, 193-200.
- et Y. Gingras, 2000. Alternate Transmission of $+45^{\circ}$ and -45° Slant Polarisation and Simultaneous Reception of Vertical and Horizontal Polarization for Precipitation Measurement. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 1066-1076.
- et G. Durand, 2001. The effect of orientation of hydrometeors on the estimation of differential propagation phase. Preprints, *30th Int. Conf. On Radar Meteorology*, Munich, Germany, Amer. Meteor. Soc., 654-656.
- et Y. Gingras, 2003. Standard Deviation of the Copolar Coefficient for Simultaneous Transmission and reception of Vertical and Horizontal Polarized Weather Radar Signals. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20**, 760-766.
- Vivekanandan, J., D.S. Zrnice, S. M. Ellis, R. Oye, A.V. Ryzhkov et J. Straka, 1999. Cloud microphysics retrieval using S-Band dual-polarization radar measurements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 381-388.
- Zawadzki, I., W. Szyrmer, C. Bell et F. Fabry 2005. Modeling of the Melting Layer. Part III : The Density Effect. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3705-3723.
- Zrnice, D. S., N. Balakrishnan, C. L. Ziegler, V. N. Bringi, K. Aydin, T. Matejka, 1993. Polarimetric Signatures in the Stratiform Region of a mesoscale Convective System. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 678-693.
- , V. N. Bringi, N. Balakrishnan, K. Aydin, V. Chandrasekar et J. Hubbert, 1993. Polarimetric measurements in a Severe Hailstorm. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2223-2238.
- et A. V. Ryzhkov, 1999. Polarimetry for Weather Surveillance Radars. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 389-406.
- , A. V. Ryzhkov, J. Starka, Y. Liu et J. Vivekanandan, 2001. Testing a Procedure for Automatic Classification of Hydrometeor Types. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 892-913.
- Willis, P. T. et A. J. Heymsfield, 1989. Structure of the Melting Layer in Mesoscale Convective System Stratiform precipitation. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2008-2025.